

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

Publié avec le concours
du CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

CETTE SOCIÉTÉ, FONDÉE LE 17 MARS 1830,
A ÉTÉ AUTORISÉE ET RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE
PAR ORDONNANCE DU 3 AVRIL 1832.

CINQUIÈME SÉRIE

TOME DIX-NEUVIÈME

FASCICULE 1-2-3

Feuilles 1 à 17 — Planches I-IX
54 figures, 8 tableaux dans le texte

PARIS
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, rue Serpente, VI

COMPTE DE CHÈQUES POSTAUX PARIS, N^o 173-72
Téléph. : DANTON 90-61

1949

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Établissement d'Utilité Publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

EXTRAITS DU RÈGLEMENT

ART. 2. — L'objet de la Société est de concourir à l'avancement de la Géologie en général et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

ART. 3. — Le nombre des membres de la Société est illimité. Les Français et les Étrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.

ART. 42. — Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois par un de ses membres.

ART. 46. — Aucune communication ou discussion ne peut avoir lieu sur des objets étrangers à la Géologie ou aux Sciences qui s'y rattachent.

ART. 48. — Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un point qui aura été préalablement déterminé.

ART. 55. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés à une séance.

ART. 75. — Les auteurs reçoivent 50 tirages à part de leurs communications insérées au *Bulletin* : ils peuvent en outre en faire faire à leurs frais, en passant par l'intermédiaire du Secrétariat.

AVANTAGES ACCORDÉS AUX MEMBRES

Les membres de la Société reçoivent *gratuitement* les **Comptes rendus des séances et le Bulletin**.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile (cautionnement 300 fr.).

Ils peuvent *acheter* à la Société : 1° avec une remise de 25 %, les **Comptes rendus et les Bulletins**, la **Bibliographie** ; 2° avec une rem. de 20 %, les **Mémoires de Géologie** (par mémoire), les **Mémoires de Paléontologie** (par mémoires séparés), les **Mémoires** (nouvelle série) par souscription au volume ou par mémoires séparés.

La Société met également en vente les ouvrages de Fontannes et de Cossmann. Catalogue et prix sur demande.

1. La remise ne s'applique que pour un seul exemplaire. Elle ne s'applique pas aux séries complètes, mises en réserve, qui ne sont vendues qu'après décision spéciale du Conseil.

CONDITIONS D'ADMISSION

Être présenté à une séance de la Société par deux de ses membres qui auront signé la présentation et avoir été proclamé dans la séance suivante (art. 4 du Règlement).

A défaut de deux parrains, adresser au Secrétariat un exposé de titres et références.

Cotisation 1949 : 1.000 francs. Étranger : 1.200 fr.

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser *impersonnellement* au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI.

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

NOTES ET MÉMOIRES

1949

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

APPLICATIONS D'ÉTUDES RÉCENTES SUR LES DIFFUSIONS D'IONS ET LA CONSTITUTION DES MINÉRAUX A L'INTERPRÉTATION DE FAITS GÉOLOGIQUES

PAR **R. Perrin** et **M. Roubault**¹.

Sommaire. — Des études de B. Brajnikov sur les concentrations en oxygène des minéraux et des roches d'une part, de la possibilité très grande de la stabilité d'ensemble des atomes d'oxygène lors du métamorphisme et de la granitisation d'autre part, on conclut aisément que ces derniers phénomènes s'accompagnent en général de changements de volume relativement faibles, mais réels et donc de plissement. Réciproquement, la difficulté de déformation de roches et l'ensemble des terrains, doit tendre à s'opposer aux diffusions chimiques d'ions qui sont génératrices d'augmentation de volume. Application est faite de ces conceptions à l'interprétation de faits géologiques non expliqués encore, comme roches hétéromorphes, nature des minéraux des zones d'isométamorphisme, inégalité de hauteur de montée du front de migmatisation ou de granitisation, différence de comportement du massif granitique, zones feldspathisées dans les terrains métamorphiques, diaphorèse ou métamorphisme régressif, etc... Il est vraisemblable que la plus ou moins grande possibilité d'adaptation des roches aux changements de volume a eu une répercussion sur la nature et l'intensité des diffusions chimiques et a ainsi joué un rôle, au moins partiel, dans la genèse des apparences si diverses que l'on observe.

En 1934, à la suite d'observations métallurgiques, l'un de nous a attribué le métamorphisme en général et la genèse de certaines roches grenues à des diffusions dans les roches solides², il a même émis, dès lors, l'hypothèse que certains gisements métalliques pourraient être issus de processus de même nature. L'année suivante, à la suite de quelques observations géologiques, il a exprimé l'idée que la genèse des granites était due à de telles diffusions ou réactions; les changements de volume qui accompagnent ces phénomènes l'ont conduit en outre à penser que le métamorphisme au sens large du terme, y compris la granitisation, avait dû être un facteur important du plissement³.

En 1937, puis en 1938, reprenant dans leur ensemble les questions des réactions à l'état solide et de la genèse du granite, nous affirmions après des observations nouvelles sur le terrain et au microscope, et

1. Note présentée à la séance du 24 janvier 1949.

2. R. PERRIN. Extrapolation à la Géologie des données métallurgiques. *Ann. Mines*, sept. 1934.

3. R. PERRIN. Le Métamorphisme générateur de plissement. *Ibid.*, oct. 1935.

après une étude critique détaillée des travaux de nombreux auteurs, notre croyance dans le rôle capital de phénomènes jusqu'alors à peu près totalement méconnus. Plus tard enfin, nous montrions que le mécanisme du métamorphisme est en réalité plus complexé : il n'y a pas simplement apport d'éléments nouveaux venant de la profondeur, comme on le pensait jadis, mais bien ce que nous avons appelé les « diffusions fractionnées à double sens ». Les roches métamorphisées ou granitisées s'enrichissent en certains ions, mais, en contre-partie, elles en perdent d'autres. Dès lors, en présence de cette sorte de compensation, il devenait légitime de se demander si la variation de volume envisagée était bien réelle. De récentes études nous paraissent permettre d'élucider la question et, par extension, de tenter une explication de quelques faits géologiques bien connus et d'interprétations encore très incertaines à notre sens.

Nous constaterons, au préalable, que la notion de granitisation, au sens vrai du terme, c'est-à-dire la genèse de roches du type granites ou granodiorites, à partir de roches solides, sans aucune refusion, est acceptée maintenant par la très grande majorité des pétrographes dans le monde, y compris les plus ardents défenseurs des théories magmatistes, tels que P. Niggli, en une récente évolution¹. Il n'est plus guère de controverses que sur deux points :

1° Y a-t-il deux sortes de granites, les uns résultant de la cristallisation de magmas, les autres de granitisation, et si oui, comment peut-on les distinguer, et quelle proportion quantitative peut-on envisager entre les deux sortes de granites ?

2° Quel est le mécanisme qui conduit au métamorphisme et à la granitisation : circulation de gaz ou de liquides, ou pores, solutions ou films intergranulaires, ou simplement diffusions d'ions dans le solide.

Nous ne reviendrons pas sur le premier point, nous refusant jusqu'à preuve du contraire, à admettre d'étranges et tout à fait improbables convergences totales de structure entre des roches issues de processus entièrement différents, qu'il s'agisse de la bordure et de l'intérieur d'un massif granitique ou même de massifs différents ; nous nous bornerons à constater avec plaisir que nous ne sommes plus seuls à penser de la sorte et que les pétrographes, qui admettent encore des granites résultant de la cristallisation de magmas, recherchent sans succès des critères permettant de les distinguer des granites certainement issus du métamorphisme de roches solides.

En ce qui concerne le deuxième point, nous noterons que la réalité des diffusions à double sens a été démontrée dans des cas précis par des pétrographes tels que Backlund, Read, Doris L. Reynolds et son école, T. W. Barth, Bugge, etc... De son côté, P. Lapadu-Hargues est arrivé aux mêmes conclusions, à l'aide de sa méthode statistique².

1. P. NIGGLI. Die Systematik der Gesteine und Minerallügenstätten. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, Livre du 65^e anniversaire de P. Eskola, janvier 1947, p. 141.

2. P. LAPADU-HARGUES, Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *B. S. G. F.* (5^e), XV. 1945, p. 329.

Nous avons commenté ses résultats dans un précédent article ¹. D'autre part, les observations de corrosion entre cristaux, qui ont fait l'objet d'un appendice de notre mémoire sur « Le granite et les réactions à l'état solide » ² et qui ont été suivies d'observations semblables d'autres auteurs et de nous-mêmes, obligent à concevoir que la diffusion d'ions à travers les réseaux cristallins a joué un rôle effectif. Il ne nous apparaît pas nécessaire, jusqu'à preuve du contraire, de superposer à ce mécanisme certain, parce que de résultat observable, d'autres mécanismes non prouvés par les faits.

Un nombre croissant de pétrographes, en particulier à l'étranger, se rallie à la conception des diffusions d'ions dans les roches solides ; certains mêmes cherchent à en déterminer le mécanisme précis, à l'aide de théories scientifiques ; il s'agit d'intéressants premiers essais dans cette voie ; citons, en particulier, Bugge ³, Ramberg ⁴, Barth ⁵, sans, pour ce faire, adhérer pleinement à toutes leurs conceptions, car nous pensons qu'avant toutes choses c'est l'observation géologique qui doit guider les théories et qu'il reste encore beaucoup à observer dans ce domaine.

Mais certains travaux ont attiré spécialement notre attention. En 1928, Goldschmidt a tout d'abord fait la remarque suivante rappelée par B. Brajnikov ⁶ : le volume des ions d'oxygène représente en volume plus de 90 % du volume des ions connus existant dans la lithosphère connue. Barth a repris et développé récemment cette notion : le volume d'une roche est pratiquement déterminé par celui de son réseau d'oxygène ; les cations se logent dans les interstices de ce réseau, et s'échangent, valence par valence, dans le métamorphisme, l'oxygène qui forme la trame servant de milieu, analogue à un solvant, sans diffuser lui-même.

P. Lapadu-Hargues ⁷, de son côté, à l'aide de sa méthode statistique, arrive à la même notion de stabilité de l'oxygène et d'échange des cations ; mais il admet que l'échange se fait ion par ion et non-valence par valence, comme Barth. Nous inclinons vers la thèse de Barth, les valences des atomes d'oxygène devant rester *a priori* saturées au cours des échanges. H. H. Read, également, croit à la stabilité des atomes d'oxygène ⁸.

1. R. PERRIN et M. ROUBAULT. Note sur le mécanisme du métamorphisme. *Ibid.* (5), XVI, 1946, p. 155.

2. R. PERRIN et M. ROUBAULT. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 5^e série, Petrographie n° 4, 1939.

3. J. A. W. BUGGE, The geological importance of diffusion in the solid state. *Nordske Videnske Akad. I Mat. Naturv. Kl.* n° 13, p. 5-59.

4. H. RAMBERG. *Norsk. Geol. Tidsskr.* 24, p. 244 et 25, p. 265, 1944.

5. T. W. BARTH. The distribution of oxygen in the lithosphere. *Journ. Geol.*, 50, p. 41, 1948.

6. B. BRAJNIKOV. Sur la distribution de l'oxygène dans la lithosphère. *B. S. G. F.* (5), XV, 1945, p. 329.

7. P. LAPADU-HARGUES. Remarques à propos des phénomènes chimiques liés au métamorphisme. *CR. Ac. Sc.*, t. 226, p. 685, 23 février 1948.

8. H. H. READ. A Commentary on place in Plutonism. *Quart. Journ.*, 1948, p. 190.

De cet ensemble retenons ces notions primordiales :

1° le réseau des atomes d'oxygène forme la trame de la lithosphère, trame à l'intérieur de laquelle s'échangent les cations dans le processus métamorphique ; 2° le volume occupé par une roche est conditionné pratiquement par le volume occupé par le réseau de ses atomes d'oxygène et est déterminé par l'importance des vides existant dans ce réseau, vides qui ne sont que partiellement remplis par les cations.

D'autre part, Brajnikov, dans sa fort intéressante étude, a montré que : 1° la concentration en oxygène, c'est-à-dire le nombre d'atomes d'oxygène existant dans un 1 cc de matière, est très variable d'un minéral à un autre ; 2° la concentration en oxygène est également variable quoique en moindre proportion d'une roche à l'autre, forte dans les roches détritiques et métamorphiques, plus faible dans les roches migmatiques et les roches plutoniques ; pour ces dernières, les concentrations se groupent assez étroitement autour de $0,505 \cdot 10^{23}$; la concentration est plus faible encore pour les roches épanchées, les laves. Réciproquement, le volume occupé par un même nombre d'atomes d'oxygène varie nettement d'une roche à une autre¹ ; 3° dans les roches et la plupart des minéraux, les vides laissés par les atomes d'O sont « étonnamment grands » par rapport au vide théorique que donnerait un empilement d'atomes sphériques d'O, ce qui « permet de croire » que les minéraux, surtout ceux qui ont une faible concentration d'O, comme les feldspaths, doivent être relativement perméables aux ions.

Brajnikov ajoute que ces considérations « rejoignent curieusement certaines des idées exprimées par R. Perrin et M. Roubault ».

On déduit aisément de l'ensemble des conclusions de Barth et Lapadu-Hargues que le métamorphisme, au sens large du terme incluant granitisation, d'une roche détritique, s'accompagne ou non de changements de volume selon que le réseau d'oxygène initial de la roche se dilate (ou se contracte), ou non, ou ce qui revient au même, que la concentration en oxygène diminue (ou augmente) ou non au cours de la transformation métamorphique. La deuxième conclusion de Brajnikov, rappelée ci-dessus : la concentration en oxygène est plus forte dans les roches détritiques que dans les roches migmatiques et dites profondes, montre qu'il y a dilatation de la trame des atomes d'O, donc augmentation de volume.

Le fait que le métamorphisme, au sens large du terme, incluant

1. H. W. Fairbain avait, en 1943, calculé, dans un sens parallèle, ce qu'il appelle le « packing index » de minéraux et de roches. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 54, p. 1305.

la formation de roches profondes, par diffusions d'ions dans les roches solides, est générateur de plissement, nous semble ainsi démontré. Les changements de volume importants ont lieu, toujours d'après les constatations de Brajnikov, dans les zones relativement profondes.

Nous remarquerons qu'il s'agit d'une dilatation d'ensemble. Localement, en particulier à l'échelle du cristal, il peut se produire des contractions de la trame. C'est le cas dans certains remplacements de cristaux ou corrosion de cristaux quand, par exemple, un cristal de quartz se substitue à un plagioclase à concentration plus faible en O. Mais ceci n'empêche point que la granitisation, au cours du processus total de métamorphisme à partir de terrains détritiques, s'accompagne d'une dilatation d'ensemble. Ajoutons que, selon les données de Brajnikov, cette augmentation de volume n'est pas considérable; il semble qu'en moyenne, des terrains sédimentaires aux roches profondes, elle soit d'un ordre de grandeur de 8 % environ. Nous disons : en moyenne, car les chiffres de Brajnikov n'ont trait qu'à une moyenne et sa fig. 2, donnant des points figuratifs pour les roches profondes, indique une dispersion non négligeable. De même la concentration initiale en oxygène des roches sédimentaires qui ont été successivement métamorphisées puis granitisées a dû être elle-même assez variable.

Il est donc probable que, dans certains cas, les changements de volume ont dû être nettement plus élevés, dans d'autres plus faibles. Mais 8 % d'augmentation de volume ne représente, si l'on suppose que les dilatations ont été les mêmes dans toutes les orientations, ce qui n'est d'ailleurs pas certain, qu'une dilatation linéaire de 2 % environ et celle-ci, nous le répétons, a pu être nettement plus faible dans des cas particuliers.

Il ne faut donc point s'étonner de l'allure « à l'emporte-pièce » de certains massifs granitiques, qui ne semblent guère avoir dérangé les strates des terrains recoupés (ex. Granite de Ros-trenen en Bretagne). Les augmentations de volume engendrées par métamorphisme et granitisation ne sont vraiment décelables qu'à très grande échelle. Les allures en coupoles, en dômes, et l'ensemble des phénomènes mis en évidence par les travaux de Cloos, trouvent dans ces constatations une interprétation satisfaisante, sans qu'il soit besoin de faire des hypothèses de diapirisme, de rhéomorphisme, etc... Les variations de volume peuvent être, d'un cas à l'autre, nettement différentes pour les raisons indiquées ci-dessus.

Peut-on envisager, que métamorphisme et granitisation aient

été le facteur essentiel de l'orogénèse ? Les données précédentes montrent que ceci nécessiterait que de très grands volumes de terrains aient été intéressés. Est-ce absurde ? Remarquons que, de plus en plus, nombre de géologues, étrangers en particulier, tendent à admettre une corrélation entre la formation de chaînes de montagnes, et la granitisation de très grands espaces. Ajoutons que les mesures de variation de l'intensité de la pesanteur semblent conduire à des racines profondes de Sial pour les chaînes. Il ne semble pas qu'il y ait contradiction nette¹.

Dans une telle conception, une vue générale se dessinerait : la lithosphère actuelle apparaît comme une trame presque continue d'atomes d'O, à l'intérieur de laquelle se loge un petit volume de cations.

L'érosion et les altérations superficielles, l'action de la vie, en modifiant la composition chimique de la partie externe de la lithosphère primitive, ont opéré des classements et détruit certains composés initiaux des roches. Des sédiments se sont ainsi déposés, qui ne sont plus en équilibre entre eux, ni avec les couches sous-jacentes. Si, pour une cause quelconque, ne fût-ce que l'augmentation de température due à l'enfouissement en profondeur, les conditions le permettent, des échanges de cations s'amorcent et se développent. Les échanges libérant de l'énergie se traduisent par des déformations, locales et à grande échelle, de la trame d'oxygène et par des efforts mécaniques profonds qui engendrent des bombements, des plissements, des foisonnements, des extravasions de terrains écrasés entre des parties qui se dilatent ou entre une partie en dilatation et un môle rigide, enfin par des décollements qui correspondent, à vrai dire, à des déchirures et à des déplacements dans la trame d'O.

En exposant ces idées, nous ne prétendons pas dire, loin de là, que ces dilatations de la trame d'O dues aux phénomènes métamorphiques sont la seule cause de l'orogénèse. Il nous apparaît simplement que c'est une cause, car ceci est la conséquence logique du phénomène certain, parce qu'observable, des diffusions

1. Si l'on veut être complet, il faut ajouter que, du fait des diffusions à double sens, les roches très profondes, situées sous le granite ou latéralement, ont dû elles-mêmes subir des modifications de leur concentration d'oxygène, entraînant des variations de volume importantes, *a priori* dans le sens d'une contraction. Il est curieux de constater que ce phénomène entrainerait comme conséquence un certain effet d'affaissement, de « succion », ce qui rejoindrait, avec une interprétation certes très différente, certaines des conceptions exposées par Venig-Menesz, Umbgrove, Ampferer, Hess, Goguel, en particulier. On peut même dire que les courants de convection sous-cristaux envisagés par certains de ces auteurs deviendraient, dans cette théorie, simplement des « courants d'ions ». Nous avons cru devoir citer cette coïncidence et l'hypothèse correspondante.

à double sens d'ions dans les roches solides. Nous remarquerons simplement que toute autre cause invoquée doit en même temps permettre d'expliquer pourquoi elle n'a point produit les mêmes effets dans les planètes pratiquement sans atmosphère d'oxygène ni océans, comme Mars et la Lune, dépourvues parallèlement de chaînes de montagnes, fait qui peut donner à penser que l'existence d'une orogénèse est liée à celle d'une atmosphère.

Essayons d'aller plus avant, à la faveur de la remarque suivante : si des réactions chimiques se traduisent par des augmentations de volume, réciproquement toute cause qui tend à s'opposer à cette augmentation doit tendre à s'opposer parallèlement à l'accomplissement de ces réactions.

Prenons d'abord le cas le plus simple, celui de la simple recristallisation d'une roche ou de la dévitrification d'un verre par recristallisation, à la suite d'un maintien à température, d'un simple recuit : cette recristallisation ne suppose que de simples diffusions d'ions à courte distance en un regroupement de ceux-ci en minéraux, sans qu'il y ait de véritables réactions chimiques.

La composition minéralogique finale ne pourra pas être quelconque, elle dépendra : 1° de la concentration moyenne en oxygène de la roche ou du verre antérieur ; 2° de l'énergie fournie sous forme de flux de chaleur et de l'énergie absorbée par la cristallisation ; 3° de la plus ou moins grande facilité d'expansion ou de contraction laissée à la roche ou au verre lors de la cristallisation, ce qui se traduit par la plus ou moins grande facilité de modification de la concentration en oxygène. A titre d'exemple, le recuit d'un morceau de verre difficilement déformable de par sa forme qui ne peut se contracter, et à concentration initiale en oxygène faible, ne peut donner naissance à un ensemble de minéraux à concentration en oxygène élevée, etc. . .

Il ne faut, dès lors, nullement s'étonner si Fouqué et Auguste Michel-Lévy, en voulant faire la synthèse de la minette, au cours d'une expérience célèbre, en fondant de l'orthose et de la biotite, ont obtenu, à la suite du recuit prolongé du verre ainsi obtenu, une composition minéralogique toute différente, avec en particulier leucite, périclote et fer oxydulé.

Du même coup la notion des roches hétéromorphes s'éclaire, car il est bien certain que l'analyse chimique n'est pas susceptible de définir à elle seule la composition minéralogique d'une roche ; les conditions qui ont présidé à la naissance de la cristallisation finale, en particulier la concentration en oxygène préexistante à cette naissance et la latitude plus ou moins grande de déformation laissée à la roche au moment de la recristallisation ont eu une

influence certaine sur la nature des nouveaux minéraux formés ¹.

Lorsqu'il n'y a pas simple recristallisation, mais en outre échanges chimiques par diffusion d'ions, le phénomène d'ensemble est la résultante complexe 1° d'une action tendant au rétablissement de l'équilibre physico-chimique par échange d'ions, action dont la vitesse est grandement accrue par l'élévation de température ; 2° d'une réaction en opposition à ces échanges, engendrée par la difficulté de déformation des bâtis, difficulté plus ou moins grande, selon l'allure d'ensemble de ceux-ci. Cette réaction tend à s'opposer à la genèse d'une nouvelle association de minéraux dont la formation dilaterait la trame d'oxygène.

Essayons de faire quelques applications de ces principes généraux :

1° Il n'apparaît tout d'abord pas étonnant que les laves, épanchées à l'air libre et solidifiées sans contrainte, aient dans l'ensemble, comme l'a constaté Brajnikov, des concentrations en O nettement plus faibles que les roches profondes de la même famille.

2° Il est normal que le quartz à concentration en oxygène beaucoup plus forte que celle de la cristobalite et de la tridymite soit la forme cristalline de la silice dans les roches non épanchées, ceci en dehors de toutes questions de température. Cette remarque avait déjà été faite par B. Brajnikov.

3° Les échanges chimiques d'ions, à vitesse particulièrement lente parce qu'effectués à température relativement basse, ne doivent pouvoir donner naissance qu'à de nouvelles structures et associations de minéraux modifiant peu la concentration en oxygène ; Brajnikov indique effectivement que celle-ci est relativement forte en moyenne dans les roches métamorphiques, comme dans les roches détritiques : zones à séricite, chlorite, quartz.

4° Par contre, au fur et à mesure que la température croît, les échanges chimiques peuvent s'intensifier, libérer de l'énergie et conduire à la genèse intense de minéraux à concentration en oxygène plus faible, micas noirs et feldspaths : gneissification, migmatisation, granitisation.

Mais, en vertu de la réaction que nous avons signalée ci-dessus, la hauteur atteinte dans la lithosphère externe par ces phénomènes dépendra, toutes choses égales d'ailleurs, y compris la température, de la plus ou moins grande déformabilité des superstructures.

1. Nous ne serions pas étonnés qu'il faille faire intervenir des considérations de cet ordre, entre autres considérations, pour interpréter certains résultats des belles expériences de Albert Michel-Lévy et J. Wyart.

Ainsi apparaît une compréhension possible à la fois des zones d'isométamorphisme, de l'inégale importance de ces zones, selon les régions, de la montée plus ou moins prononcée du « front des migmatites » ainsi que des différences de comportement des massifs granitiques, massifs profonds, diffus ou d'anatexie, granites dits en massifs circonscrits, en dômes ou éruptifs, atteignant en certaines régions jusqu'au Tertiaire. L'existence de massifs d'allure anatexique sur une partie de la bordure, éruptifs sur une autre et, de façon générale, l'irrégularité du mode de comportement de certains massifs granitiques vis-à-vis de leur bordure, sont peut-être susceptibles de trouver une explication dans un tel sens que l'on peut résumer ainsi : la progression d'une feldspathisation intense est conditionnée non seulement par la température, mais aussi par la plus ou moins grande résistance offerte par l'ensemble des terrains encaissants aux augmentations de volume engendrés par cette feldspathisation.

5° Toujours en vertu de la « réaction », les échanges d'ions ne peuvent pas entraîner des variations de volume, donc de concentration en oxygène, par trop considérables. La nature des minéraux et leur association ne sont pas ainsi conditionnées uniquement par les échanges chimiques possibles entre les terrains préexistants et la profondeur. Elles sont en quelque sorte guidées et limitées par les possibilités de déformation. Nous rejoignons ainsi la constatation si intéressante de Brajnikov de la sorte de compensation entre les minéraux à concentration relativement forte : quartz, micas blancs, amphiboles, pyroxènes, et les minéraux à faible concentration : feldspaths, micas noirs, qui existe dans les roches plutoniques au point que celles-ci semblent tendre vers une même concentration en oxygène, de l'ordre de $0,5-10^{23}$ atomes d'oxygène par cm^3 .

6° La faculté qu'ont des couches de nature différente à donner naissance, par échanges, à des minéraux à faible concentration en oxygène, en particulier à se feldspathiser, gneissifier ou granitiser, dépend non seulement de leur composition chimique, mais aussi de leur concentration en oxygène initiale ; intercalations de gneiss ou de granites dans des séries de micaschistes, etc...

7° Mais, en outre, cette aptitude est fonction des déformations de la trame d'oxygène dues aux efforts mécaniques locaux et variés accompagnant les transformations : les points ou zones en dilatation seront privilégiés pour la genèse de minéraux à faible concentration, tels que feldspaths. Aussi apparaît une tentative d'explication possible de cette observation géologique si fréquente de portions de roches se transformant plus aisément

que d'autres : apophyses granitiques ; feldspaths isolés ou plages granitiques, aplitiques ou pegmatitiques incluses dans les roches encaissantes, ou allures de filons sans continuité, dans ce dernier cas quelquefois à l'intérieur de séries métamorphiques, loin de tous contacts de granites, etc...¹.

Nous remarquerons que ces faits ne sont nullement limités aux roches feldspathiques ; des observations sans nombre montrent l'existence, dans des roches métamorphiques, de filonnets sans continuité, formés de minéraux divers, généralement en relation cependant avec la nature de la roche encaissante. Là encore, il s'agit de localisation en des points privilégiés de certaines associations cristallines et il n'apparaît point absurde que des raisons de l'ordre de celles que nous venons d'indiquer aient pu intervenir, conjuguées ou non avec la déformation des cristaux préexistants, qui diminue la stabilité des édifices cristallins. Diaclases et failles sont là pour nous indiquer que des localisations de tensions ont existé.

8° Certains arrangements cristallins, tels que le « lit par lit » ou les orbicules de granites ou diorites, n'ont-ils pas été conditionnés par des raisons du même ordre, d'adaptation de la nouvelle structure minéralogique due aux échanges d'ions à une concentration d'oxygène préexistante : nous ne faisons que signaler l'hypothèse².

9° Mais, dans les régions où la concentration d'oxygène ne peut guère varier du fait de la faible vitesse des échanges, il apparaît normal que la croissance des cristaux à concentration relativement faible se fasse dans les directions où le réseau d'atomes d'oxygène tend à se dilater, parce que cette croissance est plus facile dans cette direction : orientation de micas ou de feldspaths perpendiculairement à la plus forte pression. Par contre, les minéraux à forte concentration d'oxygène n'ont pas

1. On a parfois tenté d'expliquer ces faits par des « ausblutungen » ou exsudations de portions à points de fusion minimums, ce qui est incompatible avec toute la continuité observée de simples feldspaths jusqu'aux aplites ou pegmatites. A. F. Buddington a fait remarquer aussi que cette explication est incompatible avec l'absence de veines de pegmatites dans des quartzites feldspathiques, dont la composition chimique se serait prêtée à la formation de telles exsudations. Nous avons fait les mêmes remarques pour les argiles éocènes de la Kabylie de Collo, riches en alcalins et au contact de granites tertiaires.

2. Indiquons que G. E. Goodspeed a observé près de Buffalo Hump, dans l'Idaho, l'intercalation, dans des schistes, de roches orbiculaires. Localement on peut observer dans les schistes la continuité complète depuis des porphyroblastes de plagioclases, des groupes de porphyroblastes, puis par des orbicules, jusqu'à une roche composée principalement d'orbicules : cette observation, entre autres, nous paraît suffisamment démonstrative de la genèse dans le solide de roches orbiculaires. G. E. GOODSPEED, Origin [of Granites. *Geol. Soc. Amer. Memoir.* 48, 1948, p. 67.

la même raison d'orientation de leur cristallisation : andalousite, disthène, spinelles, zircons, rutile, etc... Ceci semble rendre assez bien compte des structures cristallophyliennes.

10° Dans les portions de roches comprimées par écrasement la concentration totale en oxygène doit avoir tendance à augmenter. Toujours en vertu des mêmes principes, ceci doit faciliter les échanges d'ions qui tendent à augmenter la concentration en oxygène. Nous remarquerons que la séricitisation des plagioclases, l'épidotisation de la hornblende, la chloritisation de la biotite, etc..., qui, qu'on le veuille ou non, s'accompagnent de diffusions d'ions, correspondent à une augmentation de la concentration en oxygène, d'où une explication possible de la diaphtorèse ou métamorphisme régressif.

11° Il semble normal que les minéraux à forte concentration d'oxygène soient relativement moins perméables aux ions, donc moins facilement résorbables au cours de la progression ultérieure du métamorphisme et de la granitisation en particulier. C'est le cas des grenats, de la sillimanite, dont la persistance au sein de granites est bien connue.

Nous rappellerons spécialement notre observation de l'anse de Sciottot à Flamanville¹ : lits de sillimanite des schistes encaissants traversant un filonnet granitique recoupant ces schistes, et mieux encore la belle observation de Bearth : les lits de grenats des gneiss se prolongeant exactement en direction, de part en part, à l'intérieur de grandes apophyses du granite du Mont Rose, qui sont en allure d'injection discordante dans ces gneiss². Dans ces deux cas, alors que les autres minéraux des schistes et des gneiss ont été résorbés pour faire place aux nouveaux minéraux du granite, la sillimanite et les grenats ont mieux résisté aux échanges d'ions et sont restés en place.

En terminant cette note, nous nous rendons compte qu'elle peut donner à penser, que nous avons cédé au travers habituel aux auteurs de théories de tout vouloir expliquer avec leur aide et que nous avons suivi en outre un penchant malin à vouloir sans cesse remuer des idées nouvelles.

La vérité est plus simple : des lectures de travaux d'auteurs nous ont entraînés à une suite de déductions logiques, venant confirmer ou compléter nos propres théories. Nous avons jugé utile de les exprimer, car la progression dans la connaissance

1. R. PÉRRIN et M. ROUBAULT. Deux observations sur le lacis d'apparence filonienne dans les roches de contact du granite de Flamanville. *C. R. somm. S. G. F.* 1938, p. 191.

2. P. BEARTH. Über spätalpine granitische Intrusionen in der Monte-Rosa, Decke. *Schweiz. Min. Petr. Mitt. B.* XXV, Heft 1, 1945.

naît souvent de cette libre expression et des réflexions qu'elle suggère à d'autres esprits, qui, à leur tour, viennent apporter une pierre à l'édifice. L'expérience que nous avons vécue depuis près de quinze ans maintenant, l'évolution considérable qui s'est effectuée dans les conceptions des pétrographes en général et souvent des mêmes pétrographes ainsi que le puissant intérêt des récentes contributions soulignant l'importance des réactions dans le solide en géologie ne sont point pour nous décourager d'agir de la sorte, tout au contraire.

Nous ne prétendons, d'ailleurs nullement, que les phénomènes dont nous avons tenté de donner une explication, la trouvent uniquement dans les considérations que nous avons émises : il nous apparaît simplement logique que les raisons que nous avons invoquées aient joué un rôle, au moins partiel.

Nous serons heureux si d'autres auteurs apportent des lumières nouvelles sur l'interprétation de ces énigmes passionnantes, qui ne nous paraissent pas avoir jusqu'ici reçu d'explications satisfaisantes pour l'esprit. Nous aurons, tout au moins en ce qui nous concerne, attiré l'attention sur cette notion, qui nous paraît fertile en enseignements, de l'influence de la concentration en oxygène antérieure des roches et de la latitude de déformation qui leur a été laissée sur la propagation des échanges chimiques et sur la nature des nouveaux minéraux qui se sont développés dans ces roches.

M. G. Deicha présente les remarques suivantes :

Une trame d'oxygène ne saurait consolider le canevas de la théorie proposée : pour échapper à la spéculation pure, il y aurait lieu de rechercher à être en accord avec les structures cristallographiques. C'est à la Société de Minéralogie qu'il faudrait pouvoir en discuter.

D'autre part, les données physico-chimiques les plus familières au géologue, telles que les relations entre cristobalite, tridymite et quartz, fournissent l'explication d'un certain nombre de faits dont les auteurs proposent une interprétation inattendue : c'est ainsi que ce que nous savons des conditions d'équilibre du quartz α et du quartz β s'inscrit en faux contre la remarque au sujet de la concentration en oxygène de la silice. Les pétrographes savent d'ailleurs que c'est bien le quartz β , le moins dense des deux, qui l'emporte dans les roches de profondeur.

Il faut signaler enfin que les états de déséquilibre physique jouent un rôle de premier plan dans la pétrogénèse¹ : on ne saurait par exemple négliger la surfusion en discutant des roches vitreuses.

1. B. S. G. F. (5), XVII. 1947, p. 217.

OBSERVATIONS SUR LES CROISSANTS DE PLAGE (BEACH CUSPS)

PAR **A. Guilcher**¹.

PLANCHES I-II.

Sommaire. — Afin d'apporter des éclaircissements sur les problèmes des croissants de plage, à peu près complètement négligés jusqu'ici en France, l'auteur a étudié 22 séries de croissants en Bretagne occidentale et dans le Sud-Ouest de la Grande-Bretagne. Il passe d'abord en revue les travaux antérieurs. Puis il donne des chiffres concernant les séries observées. Le matériel s'avère influencer beaucoup sur la longueur et la profondeur des croissants, le sable étant le plus favorable aux grandes dimensions. L'auteur est d'accord avec Kuenen sur l'accumulation aux cornes, et avec Jefferson et Evans sur l'influence des crêtes de plage (ridges) dans l'élaboration des croissants ; mais il ne croit pas que des obstacles (rochers, piquets...) puissent les localiser. Il espère que cette étude en suscitera d'autres en France.

I. DESCRIPTION.

Les beach cusps ou croissants de plage (Strandhörner en allemand, strandhorens en néerlandais) sont des alvéoles de forme grossièrement triangulaire, qui accidentent souvent la pente des plages de sable, de gravier ou de galets, et s'observent à la ligne de haute mer et un peu au-dessous (fig. 1). Il en existe aussi sur certains lacs et sur les mers sans marées dans la zone battue par les vagues. Ces triangles ont le sommet tourné vers la terre et la base vers l'eau. Leurs côtés sont constitués par des crêtes dominant la partie centrale, et descendant en s'effilant vers la mer, tantôt avec une pente régulière, tantôt avec rupture de pente. On conviendra de nommer *cornes* les crêtes, *creux* les parties centrales, *têtes* les sommets des triangles². La pente est plus rapide aux cornes qu'aux têtes. Quand le matériel est hétérogène, les éléments les plus gros sont aux cornes et les plus fins dans les creux ; les premiers forment aussi le reste du haut de la plage (backshore, Ufer, droog strand), et les seconds, le

1. Note présentée à la séance du 24 janvier 1949.

2. Terminologie américaine : *horns*, *bays*, *apices* (sing. *apex*).

reste du bas (partie inférieure du foreshore, Schorre¹, nat strand). Généralement, les croissants se rencontrent en séries grossièrement homogènes quant à leurs dimensions. Leurs formes de détail sont très variables : les têtes peuvent être aiguës ou aplaties ; de même les cornes ; les croissants sont plus ou moins

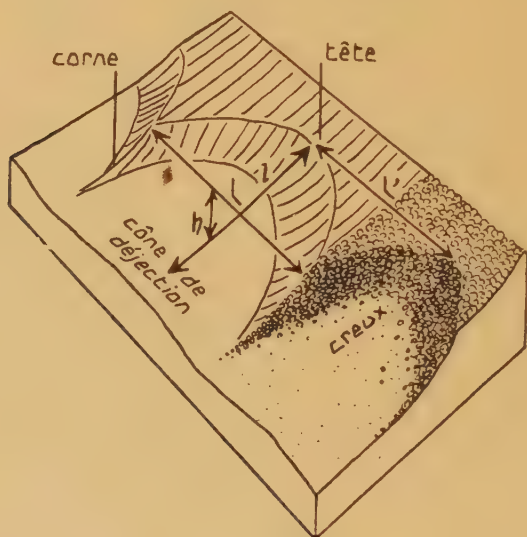


FIG. 1. — Beach cusps (croissants de plage).

l : largeur ; L et L' : longueur ; h : hauteur ou profondeur.

effilés et parfois déjetés (fig. 2). Ils sont susceptibles de remaniements rapides. Les dimensions sont très diverses (voir plus loin). Enfin, il se crée assez souvent, en avant des creux, des sortes de deltas ou cônes de déjection, et de légers sillons en avant des cornes ; dans ce cas, les variations d'altitude sur une ligne parallèle au rivage, un peu en avant des croissants, sont inverses de ce qu'elles sont à la hauteur de ceux-ci.

II. LITTÉRATURE ANTÉRIEURE.

Je ne connais que de très brèves indications [3, 9, 10] qui aient paru antérieurement en France sur les « beach cusps ». Ces formes ont, par contre, donné lieu à de nombreux travaux depuis cent

1. Terminologie allemande de Braun (et non schorre au sens habituel de vasière consolidée).

quinze ans aux États-Unis, et plus récemment, aux Pays-Bas ; les Allemands aussi s'en sont occupés. Le traité de morphologie littorale de Johnson [14] donne un très substantiel état de la question à sa date de parution, avec l'opinion de l'auteur. C'est le travail auquel on se réfère le plus souvent, mais certains articles ultérieurs sont capitaux.

Presque tous les auteurs admettent que les croissants de plage sont façonnés par les vagues. Shepard [17] attribue pourtant aux courants

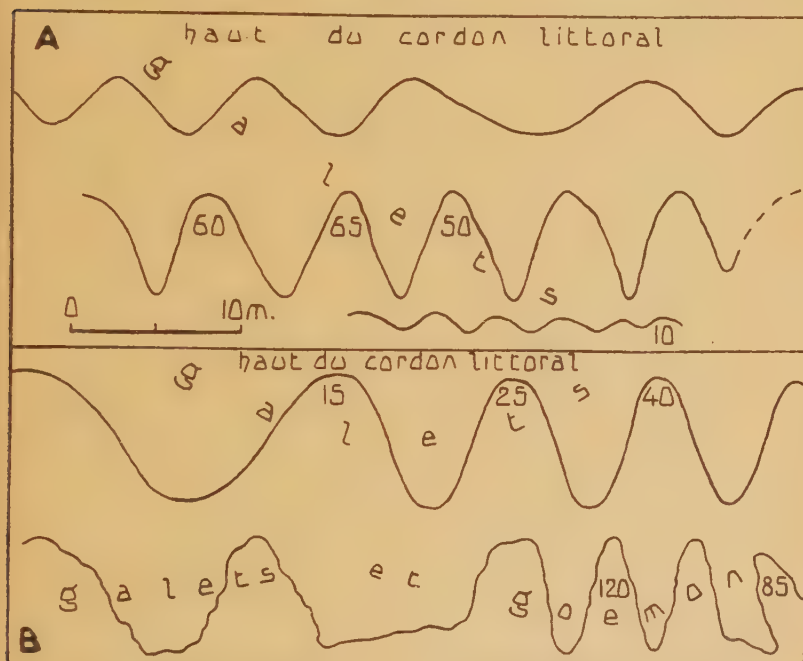


FIG. 2. — Séries superposées de la station 3 (Aber).

A : situation au 30 juillet ; B : situation au 8 août (en haut, croissants de tempête du 7 août ; en bas, croissants ultérieurs, avec goémon, plus profonds mais très irréguliers). Chiffres : profondeurs en cm. Les deux croquis figurent le même endroit de la grève.

de marée un rôle essentiel, mais l'existence de nombreuses séries lacustres, très caractéristiques, ne permet d'accorder à la marée, au maximum, qu'une importance tout à fait occasionnelle (cf. Butler, [2]). Sur le processus de formation, les avis sont très partagés. L'explication la plus généralement admise, avec des variantes et additions diverses, est celle de Johnson [13, 14]. D'après celui-ci, le swash¹

1. Swash : petits rouleaux montant la pente de la plage, amortis progressivement par la force d'inertie et la redescente des précédents. Surf : déferlement précédant chronologiquement le swash (pl. II, 3).

utilise de petites irrégularités existant au préalable sur la plage : micro-ravins, galets sur le sable, restes d'anciens croissants. L'inégalité des vagues et l'irrégularité de la ligne du swash peuvent jouer aussi. Les dépressions initiales sont élargies par le mouvement de l'eau ; certaines prennent l'avantage, et leurs voisines peuvent être comblées. La forme se régularise : elle est large parce que cela facilite le mouvement de l'eau, et la profondeur (ou hauteur) est faible parce que l'eau balaye aussi les cornes et les empêche d'être très élevées. Johnson insiste sur l'homogénéité de dimensions dans une même série : les inégalités sont, d'après lui, le signe d'une évolution incomplète. La taille moyenne dépend de celle des vagues ; il n'y a pas, dit-il, de relation nécessaire avec le calibre du matériel ; il prétend toutefois (p. 466) que les plus grands croissants observés sont le plus souvent faits d'éléments grossiers, gros gravier ou galets. Il a reproduit de petits croissants en laboratoire avec des vagues artificielles, et plus tard Timmermans [18] et Escher [5] y sont arrivés aussi.

Avant les études de Johnson, Branner [1] avait dit que les croissants proviennent de l'interférence de deux systèmes de vagues. Johnson a complètement rejeté cette théorie, qui semble abandonnée. D'ailleurs, de telles interférences au rivage sont rares, et les croissants sont fréquents. D'après différents auteurs, les vagues normales au rivage sont les plus favorables, mais il peut s'en former avec des vagues obliques : ils offrent alors une dissymétrie plus ou moins nette.

Pour Johnson et la majorité des auteurs, le processus génétique est érosif et non accumulatif, mise à part la formation du cône de déjection de matériaux fins en avant du creux. Ainsi, Timmermans pense que les croissants ne se forment que lorsque le pouvoir érosif du backwash (recul du swash) excède légèrement le pouvoir constructif de l'uprush (avance du swash) ; ce dernier, au lieu d'accentuer les irrégularités primitives, tendrait à les combler. Cependant, Kuenen [15] estime que les cornes ne sont pas que des reliefs résiduels ou l'effet d'un lessivage sélectif, mais résultent d'une accumulation corrélative de l'érosion des creux. Le mouvement de l'eau, dit-il, est ascendant vers le creux ; dans celui-ci il s'épanouit en éventail vers les cornes, qui sont noyées lors de la fin de l'uprush ; puis le backwash se concentre sur les cornes, de sorte que les galets, rejetés par l'uprush, sont amenés sur les cornes. On reviendra tout à l'heure sur ces remarques intéressantes.

Les observations déjà anciennes de Jefferson [11, 12] l'avaient amené à conclure que les croissants sont localisés par la rupture d'un barrage au-dessus duquel les grosses vagues projettent de l'eau : accumulation de goémon, ou cordon de plage (beach ridge) formant saillie. Johnson s'est montré hostile à cette explication, mais elle a été reprise avec des modifications dans l'important travail d'Evans [6, 7]. Cet observateur patient et sagace a eu, sur le bord du Crystal Lake (Michigan), le privilège rare de voir se former des croissants de

plage dans la nature : le vent fraîchissant un peu après une période de temps calme, une vague a franchi une crête de plage (beach ridge) construite la veille par forte brisé. Cette vague a ouvert plusieurs brèches dans la crête de plage : les suivantes les ont approfondies, et *en guère plus de cent secondes* un système parfait de croissants se forma. Evans insiste sur le fait que les systèmes de croissants paraissent bien se constituer toujours très rapidement, ce qui expliquerait qu'on ait tant de mal à les voir se façonner. Une fois faits, ils peuvent, dit-il, durer assez longtemps, et des vagues totalement sans rapports avec eux peuvent continuer à s'y mouvoir. Par ailleurs, Evans distingue cinq types de croissants, certains ne représentant peut-être pas de vrais croissants : notamment, les « micro-cusps » obtenues en laboratoire seraient différentes du type normal de la nature, dans lequel elles sont toujours en séries et ont un espacement relativement proche de la régularité.

Enfin, pour Escher [5], une pente de plage rapide paraît nécessaire. En cas contraire, dit-il, on n'a pas de vrais croissants.

III. OBSERVATIONS PERSONNELLES.

Lieux étudiés. Les indications ci-après proviennent de l'observation, durant l'été de 1948, des croissants de 22 plages situées dans l'W de la Bretagne armoricaine (Finistère) et dans le SW de la Grande-Bretagne (Devon, Cornwall) (tableau I).

TABLEAU I. — Liste des stations d'observation.

FINISTÈRE.		13. N Trez Rouz (<i>id.</i>).
1. Treguennec.		14. W Saint-Egarec (Kerlouan).
2. Mezpeurleuc'h (Plouhinec).		15. Saint-Egarec (<i>id.</i>).
3. Aber (Ile de Sein).		16. Teven Kerbrad (Cleder).
4. Gosteur (<i>id.</i>).		
5. Ervili (<i>id.</i>).		DEVON.
6. Biliog Vras (<i>id.</i>).		17. Seaton.
7. Karvedog (<i>id.</i>).		18. Thurlestone.
8. Pourdenver (<i>id.</i>).		
9. Korrejou (<i>id.</i>).		CORNWALL.
10. Beg ar C'hale (<i>id.</i>).		19. Mount's Bay.
11. Kerloc'h (pr. de Crozon).		20. Carbis Bay (Saint-Ives).
12. SW Trez Rouz (<i>id.</i>).		21. Saint-Ives Head, face E.
		22. Porthmeor (Saint-Ives).

Dimensions et séries. Influence du matériel.

Là où ils étaient suffisamment dessinés (c'est-à-dire sauf en 7 et en 10), les croissants ont été mesurés avec un double mètre. La dimension principale est la longueur, c'est-à-dire soit L, soit L' de la fig. 1. Je n'ai pu me décider à choisir : si les croissants ont des cornes aiguës,

Le plus précis ; en cas contraire, c'est L' . Au reste, les irrégularités et dissymétries de détail rendent illusoire une précision absolue. En certains cas j'ai mesuré à la fois L et L' . Les différences sont faibles en moyenne. La largeur n'a été relevée que dans assez peu de stations : c'est la dimension la moins intéressante, me semble-t-il, et les variations de son rapport avec la longueur ne paraissent pas obéir à une loi bien définie, dans l'état actuel des connaissances. Quant à la hauteur (ou profondeur : voir plus loin), c'est la dimension la plus délicate à mesurer. Le mieux est d'avoir un aide, mais si le creux est sableux et s'il n'y a pas trop de vent, on peut planter le mètre et procéder seul. Dans les deux cas, on opère par visée de l'endroit où l'alignement des sommets des deux cornes encadrantes recoupe le mètre. On obtient ainsi une hauteur à 5 ou 10 cm près. Un vrai nivellement serait long, et, empêchant de voir de nombreuses séries, enlèverait à l'étude son caractère pratique et comparatif. L'inconvénient est que les hauteurs inférieures à 10 ou 15 cm sont difficiles à viser. Aussi ne donnera-t-on que le maximum moyen et le maximum absolu. Le premier a son intérêt en ce qu'il montre éventuellement le caractère très anormal du second : c'est la même chose qu'en climatologie.

Les positions dites hautes sont celles de croissants de tempêtes ; les moyennes, celles de grande marée sans tempête ; les basses, celles de moyenne marée ou de morte eau sans tempête. Le mieux serait de définir les hauteurs de vagues ; mais c'est pratiquement impossible, puisqu'on n'observe presque toujours que des croissants déjà façonnés ; même si la mer s'y meut actuellement, ils peuvent avoir été construits dans d'autres conditions, selon une remarque d'Evans qui me paraît juste. En tout cas, les séries anciennes, au-dessus de la ligne de haute mer du moment, ne peuvent être définies que par leur position. La comparaison des stations doit toujours faire état des conditions locales d'exposition et ne peut guère être faite que par l'observateur lui-même.

Le tableau II condense nos observations (dimensions en mètres).

Il ressort de ce tableau que les longueurs sont influencées par l'état de la mer, dont l'agitation est en principe d'autant plus grande que le niveau atteint par les vagues est plus élevé. Ce fait, déjà établi antérieurement, ressort de la comparaison des longueurs moyennes des séries superposées des stations 3, 14 et 15. Je n'ai pas vu s'édifier les séries observées en 14, en 15, et en 3 le 30.7.48 (fig. 2 A), mais j'ai assisté à la tempête du 7.8.48, d'une violence rarement réalisée même en hiver, qui a coïncidé avec une marée de coefficient 104 et a construit la série haute mesurée le lendemain (fig. 2 B ; une mesure et même une observation sur-le-champ étaient totalement impossibles). La série moyenne a été faite, soit au cours du jusant le 7 au soir, soit plutôt à la marée du lendemain matin, le vent ayant molli. Elle existait en tout cas le 8 à 6 h. 15 (matin). Je suis donc d'accord avec les

observateurs antérieurs pour dire que *les croissants sont, toutes choses égales d'ailleurs, d'autant plus longs que les vagues sont plus fortes.* Je ne crois pas qu'on puisse donner à ce sujet des chiffres de correspondances, car *la longueur des croissants est en outre influencée considérablement par le matériel.*

TABLEAU II. — Caractéristiques des séries.

STATION	POSITION	MATÉRIEL	LONGUEUR MOYENNE	LONGUEUR MAXIMUM	RAPPORT DES LONGUEURS EXTRÊMES	LARGEUR MOYENNE	MAXIMUM MOYEN DES HAUTEURS	MAXIMUM ABSOLU DES HAUTEURS	L/l ou L'/l	NOMBRE DE CROISSANTS MESURÉS DE LA SÉRIE
1	basse	galets et sable	18,34	31	3,3		0,52	0,90		68
2	basse, Sud	sable	22,2	26	1,4		0,37	0,50		10
2	basse, Nord	galets et sable	8,9	12	2		0,27	0,40		13
3	haute, 30 juillet	galets	10	13,5	1,6			0,15		5
3	moyenne, id.	galets	7,1	8	1,2	7	0,58	0,65	↑	5
3	basse, id.	galets	5	6,4	1,9			0,10		4
3	haute, 8 août	galets	12	20	2,2	7,5	0,29	0,40	1,60	4
3	moyenne, id.	galets, goémon	9,5	15	3	6	0,71	1,20	1,58	10
4	haute	galets	11,2	14	1,75		0,72	0,85		5
5	haute, 8 août	blocs, galets, sable	12,6	14	1,2	5,6	0,47	0,60	2,2	3
6	moyenne	galets, goémon	8,5	13	2,8	9	0,47	0,55	0,94	9
8	haute	galets	9,9	12	1,5	9,5	0,60	1,10	1,04	8
9	haute	galets	14,2	18,5	2,3		0,66	1,00		5
9	basse	galets	6,7	8	1,5	4	0,37	0,55	1,67	7
11	haute	petits blocs, galets, sable	11,6	16	2					5
12	haute	galets	14	17	1,4	3,4	0,98	1,20	4,12	4
13	haute	galets	15	17	1,6	4	1,10	1,40	3,75	4
14	haute	sable	48,5	50	1,04	14	1,40	2,00	3,5	4
14	moyenne	sable	27,3	36	1,8		faible	faible		3
14	basse	sable	16,7	18	1,12		faible	faible		3
15	haute	sable	52	60	1,5					4
15	moyenne	sable	42,5	45	1,11		faible	faible		3
16	haute	sable	45,6	55	1,6	16,5	1,42	1,90	2,8	8
17	moyenne	galets et sable	13	20	2		0,25	0,35		11
18	basse	galets et sable	8,2	10,3	2,9		faible	faible		7
19	basse	galets, gravier	11,7	18	1,8		faible	faible		7
20	basse	sable	13,6	15	1,25		faible	faible		7
21	basse	sable	14,4	15	1,11		faible	faible		4
22	haute	sable	77	83	1,15			3,40		2

Ici, je suis en désaccord avec Johnson, pour qui, on l'a vu, le matériel ne compte guère, si ce n'est peut-être pour accroître les dimensions des croissants en raison directe du calibre des éléments.

Le tableau II montre que *les croissants sont, toutes choses égales d'ailleurs, beaucoup plus longs dans le sable que dans les*

galets. A ma connaissance, on n'a pas jusqu'ici énoncé cette loi, qui paraît pourtant nette¹.

Dans les séries hautes de l'île de Sein, qui sont toutes formées de gros galets, les longueurs moyenne et maximum n'atteignent pas plus de 14,20 m et 20 m; la série basse de la station 1, construite sur la côte sauvage de la Baie d'Audierne et que j'ai vue « en activité » par marée de 65 et surf de 2 m, observée sur plus de 1.200 m de long, n'a pas fourni de croissants de plus de 31 m; qu'on y compare les chiffres énormes des courtes séries sableuses du Léon (14, 15, 16) et mieux encore de Saint-Ives en Cornwall (22; pl. I, 1), où les séries hautes vont de 45,60 m à 77 m. La comparaison des séries basses 19, 20 et 21 ne contredit pas cette loi, car si 20 et 21, sableuses, sont à peu près de la longueur de 19 (galets), c'est qu'elles sont face à l'E tandis que 19 est au SW, et que la visite des trois lieux a été faite par forte brise de SW. Mais l'argument décisif est tiré des deux séries de la station 2, juxtaposées sur la même plage et de façonnement simultané: les croissants de sable sont 2 fois 1/2 plus grands que ceux de galets et sable.

Pourquoi cela? Parce que le sable est plus facile à déplacer que les galets? Mais l'expérience m'a aussi montré que *les croissants sont plus rares dans le sable que dans les galets*, et, si mes séries à galets sont les plus nombreuses, ce n'est pas faute d'avoir exploré maintes plages de sable. Ce fait, rapproché du précédent, peut paraître assez bizarre. On en verra plus loin un essai d'explication.

D'autre part, *les croissants de sable sont généralement, dans une série donnée, de longueur plus régulière que les croissants de galets*. Le rapport des longueurs extrêmes (tableau II) se tient entre 1,04 et 1,8 dans les séries sableuses, et va de 1,2 à 3,3 dans les séries à galets. Il est évident que, plus une série est nombreuse, et plus le rapport a de chances d'être élevé; même en tenant compte de ce fait, la différence subsiste, dans les limites de mes observations.

Le goémon d'épave enchevêtré dans les galets semble être un facteur d'irrégularité encore plus grand que les galets seuls (séries 6 moyenne, et 3 moyenne du 8 août; fig. 2, B et pl. II, 4). A l'île de Sein, seul endroit où je l'ai vu jouer un rôle, il n'influe pas sur les séries de tempête car, la côte étant très basse, il s'envole dans et par-dessus l'île au moment du grand coup de vent; il n'empêche que les séries moyennes, édifiées à la marée suivant le gros temps. D'autre part, une épaisse masse de goémon amenée sur l'estran et ne conte-

1. Cependant, Butler [2] a déjà noté que le matériel joue parfois un rôle, lorsqu'il a décrit sur le lac Olga, au S de la Baie d'Hudson, des croissants formés de blocs morainiques, dont les vagues ne peuvent remuer les plus gros éléments que par déchaussement et éboulement. Il se trouve que ces « boulder cusps » sont de petite taille (18 pieds de longueur moyenne).

nant guère de galets peut, une fois pourrie, être entaillée d'encoches rappelant vaguement les croissants mais sans aucune ordonnance (fig. 3).

Quant à la hauteur, elle ne croît pas toujours en raison directe de la force des vagues, contrairement à ce qu'on pourrait penser. Les croissants très creux sont édifiés par les grosses mers, mais ceux édifiés par les grosses mers ne sont pas toujours très creux. Ainsi la hauteur des croissants de la station 3, série haute, tempête du 7 août, ne dépasse pas 0,40 m alors que la série moyenne du même lieu, du

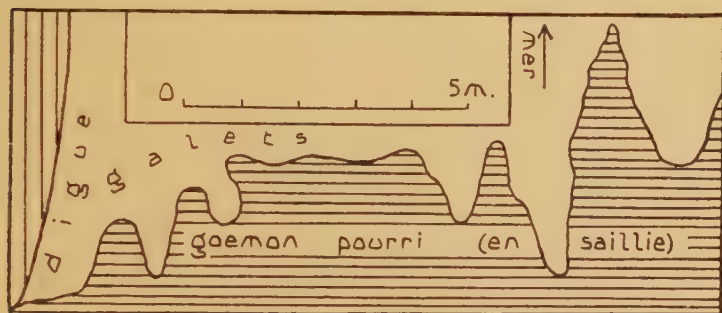


FIG. 3. — Ravinements cuspoïdes à l'Ervili (île de Sein).

8 août, construite par une mer un peu moins forte, atteint jusqu'à 1,20 m. De même pour les séries correspondantes antérieures du même endroit.

En revanche, *les croissants de sable sont, toutes choses égales d'ailleurs, plus hauts que les croissants de galets*. Les 3,40 m de Saint-Ives (station 22; pl. I, 1) sont impressionnants. Il est vrai qu'ils doivent venir en partie de ce que le sable s'est écrasé contre un mur en arrière au lieu de s'étaler librement. Mais les croissants sableux des stations 14 et 16, qui ont été librement édifiés, sont plus hauts que tous ceux de galets.

Enfin, le profil des cornes n'est pas non plus sans rapports avec le matériel : la pente des cornes vers la mer est généralement assez régulière dans le sable ; dans les galets elle est souvent concave comme un bord de plateau structural (fig. 1).

Ces diverses observations montrent que, au moins dans mon champ d'étude, le matériel influence les formes beaucoup plus qu'on ne l'a dit jusqu'ici à ma connaissance. Les croissants sont plus beaux dans le sable que dans les galets, plus beaux dans les galets que dans le goémon.

Une fois constituées, les séries hautes, abandonnées par la

mer jusqu'à une autre grosse tempête, ne s'oblitérent pas très vite par éboulis des matériaux. Aux stations 4 et 11, des plantes poussant dans les creux prouvaient une existence remontant au moins à plusieurs mois. Il n'est donc pas exclu qu'on en trouve de fossiles, sous des dunes par exemple.

Triage des matériaux. Accumulation et érosion. Pour comprendre le modelé des croissants, il faut connaître le mouvement de l'eau. En combinant les indications de Kuenen avec mes propres observations, notamment aux stations 1 et 20, je crois qu'on peut résumer ainsi les faits (fig. 4) :

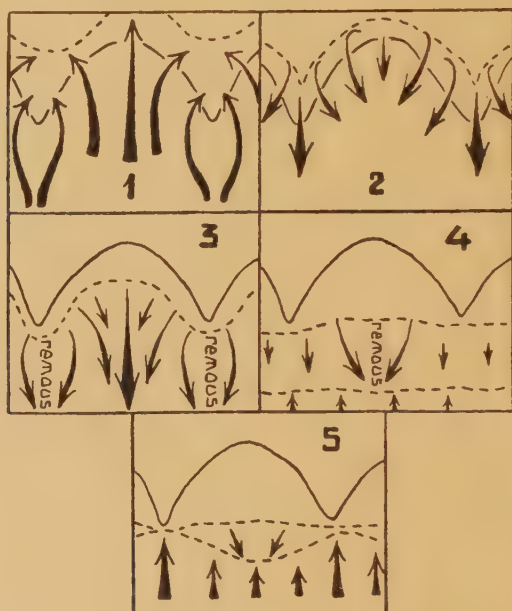


FIG. 4. — Mouvement de l'eau dans les croissants.

— : croissants ; - - - : limite des masses d'eau.

1^{er} temps. Une forte vague arrive (uprush du swash) monte plus haut dans les creux que sur les cornes (pl. II, fig. 1) et s'épanouit dans le fond des croissants. En s'épanouissant, les lobes d'eau montent sur les cornes.

2^e temps. La vague amorce sa descente (backwash); celle-ci est plus rapide sur les cornes parce que la pente y est plus forte et la masse d'eau moins grande. Les cornes sont donc déjà exondées alors que les creux, où l'eau se concentre, sont encore pleins d'eau.

3^e temps. La descente, achevée sur les cornes, se poursuit dans les creux, avec des remous devant les cornes (pl. II, fig. 2).

4^e temps. En fin de descente, il se produit parfois des mouvements tourbillonnaires devant les croissants dans la masse descendante, parce que l'eau y est animée du mouvement de l'éventail qui se ferme (fig. 5).

5^e temps. Une vague plus faible monte (deux vagues successives ne sont jamais de même force) et est freinée par l'extrême fin de descente de l'autre. Elle s'arrête au bas des croissants sans y entrer, et même (pl. II, fig. 3), avance moins haut vers les creux que vers les cornes, car devant les secondes le ruissellement descendant est achevé alors qu'il ne l'est pas devant les premiers.

Ces faits font comprendre la présence des matériaux les plus gros sur les cornes : la montée de l'eau, qui est le mouvement le plus violent, les y projette, et la descente trie par entraînement le sable qui avait pu s'y mêler. Quant aux cônes de déjection en avant des creux, ils se forment au moment du recul ; en effet, la pente diminue vers le bas, la vitesse de l'eau descen-

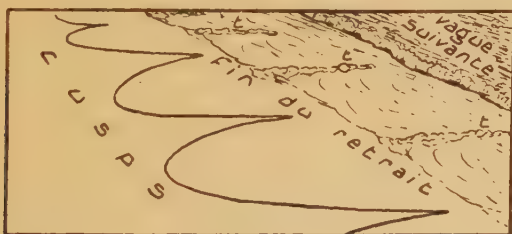


FIG. 5. — Quatrième temps, vue perspective.
t : tourbillons (observé à Carbis Bay, Cornwall).

dante se réduit, et il y a dépôt de matériaux. La concentration tourbillonnaire en éventail de la fig. 5 est également favorable à ce dépôt¹.

Kuenen a donc raison de dire, à l'encontre de la majorité des auteurs, qu'il n'y a pas accumulation que sur le cône de déjection, mais aussi sur les cornes : celles-ci ne sont pas seulement des reliefs résiduels subsistant après l'évidement des creux ; elles sont nourries en gros matériaux lors du premier temps. On est

1. Parfois, lorsque des galets de taille assez uniforme constituent tout le matériel, les plus plats sont dans les creux et les plus ronds sur les cornes : sans doute parce que les galets sub-sphériques sont plus mobiles, donc plus facilement projetés aux cornes.

donc autorisé à employer le mot hauteur aussi bien que le mot profondeur dans le sens que j'ai donné à ces termes, puisque la dénivellation résulte en partie d'une accumulation.

Érosion dans les creux. On a vu que, si les croissants de tempête n'ont pas toujours une grande hauteur, cela leur arrive pourtant assez souvent; et en certains cas le mot profondeur conviendrait le mieux, car ces croissants peuvent affouiller, non seulement la plage, mais même son substratum quand celui-ci n'est pas de la roche en place. Ainsi à la station 8, la plage monastirienne qui est sous-jacente est attaquée dans le fond d'un croissant de 1,10 m de profondeur, et la maison en arrière est menacée (pl. I, fig. 4); à la station 13, une coulée de solifluction d'argile à blocs est ravinée par un croissant de 1,40 m; à la station 12, de petites falaises de head dominant la grève sont entaillées de rentrants face aux creux des croissants; aux stations 14 et 15, aux creux des séries hautes correspondent, dans la dune qui est en arrière, des brèches qui sont utilisées comme voies d'accès des charrettes à la plage. *L'érosion dans les creux des croissants de tempête est donc un phénomène important*; c'est souvent ainsi que sont entaillées, sur la côte, les formations quaternaires, et bien des petits rentrants dans les falaises de head pourraient sans doute être expliqués de cette façon plutôt que par érosion différentielle.

Localisation et formation. Maints auteurs ont pensé que des obstacles ou inégalités sur la plage contribuaient à amorcer la formation des croissants. Pour ma part, je n'ai jamais trouvé d'obstacles fixes et rigides, tels que petits rochers pointant dans la plage, pieux Rommel, grosses grumes échouées sur l'estran et devenues immobiles, ferrailles d'épave, etc., qui jouent le moindre rôle dans la localisation des croissants, et cela malgré l'examen de très nombreux cas. Ces accidents peuvent seulement y causer des déformations.

Mes observations confirment la valeur de la critique de Johnson vis-à-vis de la théorie de Branner, d'après laquelle les croissants résulteraient de l'interférence de deux systèmes de vagues. Les croissants se voient en des endroits où les vagues sont toutes parallèles au rivage, ou, plus rarement, toutes un peu obliques. Derrière l'île de Sieck, près de Saint-Pol-de-Léon (Finistère), il existe des ondes interférentes, dues à ce que les vagues contourment l'île et se rejoignent derrière elle: or à cet endroit il n'y a justement pas de croissants.

Une pente de plage assez forte me paraît, sinon indispensable,

du moins très favorable¹. En cas contraire, ils ne peuvent d'ailleurs qu'être peu marqués, la douceur du profil excluant une grande hauteur des cornes au-dessus des creux. C'est peut-être ce qui explique que dans le sable, matériel par ailleurs le plus propice à l'élaboration de grands croissants, ces formes soient plus rares que dans les galets : en effet, les plages de sable ont, en moyenne, une pente plus faible. Toutefois, il y a bien des plages de sable ou de galets à pente forte qui n'ont pas de croissants. La relation avec la pente n'est donc pas l'élément génétique fondamental.

En un cas, j'ai observé des croissants qui n'étaient pas sur le cordon littoral lui-même, mais au delà de lui. La tempête du 7 août 1948 a démoli à l'île de Sein la digue de l'Ervili (station 5) sur 38 m de long. Cette digue (pl. I, fig. 3) est construite à un endroit où s'affrontent deux cordons littoraux opposés qu'elle a pour objet de renforcer. Or les vagues de tempête, venues du S (à gauche sur la photographie), ont élaboré trois croissants de 5 à 7 m de large et 40 à 60 cm de profondeur au delà de la digue qu'elles avaient rompue (à droite), c'est-à-dire dans le haut de la plage située de l'autre côté.

Ce cas n'est peut-être pas si spécial qu'il le semble. Il paraît génétiquement identique à ceux cités par Jefferson et Evans, qui voient dans les croissants le résultat de la rupture d'une crête de goémon, de galets ou de sable parallèle à la plage. J'ai d'ailleurs pu voir moi-même, comme ces deux auteurs, deux croissants se former le 6 août 1948 à la station 3. Le coefficient était de 102, le vent modéré, le surf, avait de 0,50 m à 1 m, la pente de la grève est forte (plus de 8 ‰). J'avais au préalable nivelé une partie des croissants ayant fonctionné à la marée précédente (coeff. 98) avec des vagues semblables ; constitué, à côté, des conditions pouvant passer pour favorables à l'élaboration de croissants différemment situés mais de même taille : et enlevé, aux deux endroits, le goémon d'épave. La mer a totalement et rapidement nivelé mon travail sans l'utiliser ; puis elle a tendu à recréer des croissants là où il y en avait à la marée antérieure quand elle a atteint le même niveau. Mais la marée a progressé un peu plus loin que la précédente, et des apports de goémon frais ont fini par former un barrage enchevêtré dans les galets, ce qui lui donnait beaucoup de résistance. Le système de croissants s'est alors trouvé plus ou moins oblitéré, puis il s'est passé exactement ce que décrit Jefferson : l'étang de barrage, alimenté par le swash des grosses vagues rebondissant par-dessus le goémon, s'est vidé tout à coup par rupture du goémon en deux endroits. Ces endroits ne coïncidaient pas avec des creux de croissants antérieurs, mais avec des points de moindre solidité du barrage. Les ruissellements consécutifs ont déterminé l'emplacement de deux nouveaux creux de croissants ; ceux-ci ont été très rapide-

1. Les croissants observés par Cailleux [3] étaient sur une pente de 8 ‰.

ment modelés et n'ont plus changé de place ; le barrage ayant fini par être totalement disloqué, ils sont restés fixés au même endroit au cours du jusant, par une sorte d'épigénie.

Ces croissants se sont donc créés très brutalement, au cours d'une seule grosse vague, et il y a là une analogie frappante avec ce qu'a vu Evans. Je ne crois pourtant pas, avec Evans, qu'il soit absolument sûr que la rupture d'un barrage soit leur seul mode de formation, puisqu'il s'en constitue en des endroits où il n'y a pas de barrage de galets ou de goémon (Kuenen, Gellert). D'autre part, toute rupture de barrage ne doit pas créer de croissants ; il faut que les points de rupture ne soient pas en disharmonie avec les conditions du moment, elles-mêmes très difficiles à saisir dans tous leurs éléments. Le phénomène en lui-même est de nature oscillatoire, sans quoi on ne comprendrait pas qu'il y ait une certaine homogénéité de longueur dans une série donnée. La genèse exacte reste donc à déterminer et doit relever de la mécanique. Mais le processus ci-dessus est certainement une des causes de l'irrégularité de détail ; et d'autre part ces observations sont très défavorables à l'hypothèse d'une élaboration progressive, comme à une évolution vers un espacement parfaitement régulier par petites retouches et petits décalages. Une évolution cyclique par élargissement lent, avec, en certains cas, des migrations latérales comme celles auxquelles pense Kuenen, me paraît peu probable. Une fois construits, si les conditions ne changent pas, les croissants ne se déplacent sans doute pas.

CONCLUSIONS.

Nous serions heureux si ces observations appelaient des échanges de vues avec les savants étrangers qui se sont penchés bien avant nous sur ces formes de plage, et si quelques chercheurs français se sentaient désireux de faire participer activement leur pays à des recherches dans un domaine nouveau pour lui. Il y a encore beaucoup de travail à faire, ne serait-ce que bien expliquer pourquoi les croissants ne se rencontrent qu'occasionnellement. Evans a mis certaines lacunes en rapport avec la diminution de la profondeur en avant. C'est une opinion qui, avec d'autres, appelle des vérifications. Enfin, des mesures sur de nombreuses séries aussi longues que possible seraient à faire, pour vérifier les lois que j'ai essayé de dégager relativement à l'influence du matériel.

BIBLIOGRAPHIE

1. BRANNER, J. C. — The Origin of Beach Cusps. *Journ. Geol.*, VIII, 1900, p. 481-484.
2. BUTLER, J. W. JUN. — Boulder Beach Cusps, Lake Olga, Québec. *Amer. Journ. Sc.* (5, XXXIII, 1937, p. 442-453.
3. CAILLEUX, A. — L'orientation des galets dans certaines formations marines. *B. S. G. F.* (5), IV, 1934, p. 3-12 (fig. 4, et p. 9-10).
4. CORNISH, V. — On Sea Beaches and Sand Banks. *Geogr. Journ.*, XI, 1898, p. 637-639.
5. ESCHER, B. G. — Experiments on the Formation of Beach Cusps. *Leidsche Geol. Mededeel.*, IX, 1937, p. 79-104, 23 fig.
6. EVANS, O. F. — The Classification and Origin of Beach Cusps. *Journ. Geol.*, XLVI, 1938, p. 615-627.
7. — Further Observations on the Origin of Beach Cusps. *Ibid.*, LIII, 1945, p. 403-404.
8. GELLERT, J. F. Strandhörner bei Duhnen-Cuxhaven. *Senckenbergiana*, XIX, p. 7-12 (d'apr. KUENEN).
9. GUILCHER, A. — Le relief de la Bretagne méridionale, de la Baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse, La Roche-sur-Yon, 1948, 682 p. planche XVIII A, et p. 273 et 312, note 1.
10. — Quelques points de morphologie littorale. *Informat. Géogr.*, 1949, n° 3, mai-juin, 8 p. (cf. p. 100-101).
11. JEFFERSON, M. S. W. — Beach Cusps. *Journ. Geol.*, VII, 1899, p. 237-246.
12. — Shore Phenomena on Lake Huron. *Ibid.*, XI, 1903, p. 423.
13. JOHNSON, D. W. — Beach Cusps. *Bull. Geol. Soc. Am.*, XXI, 1910, p. 599-624.
14. — Shore Processes and Shoreline Development. New York, 1919, 584 p. (p. 457-486 ; bibl. p. 525-526, contenant d'autres réf. que celles citées ici à AGASSIZ, LANE, PALMER, WILSON).
15. KUENEN, P. H. — The Formation of Beach Cusps. *Journ. Geol.*, LVI, 1948, p. 34-40.
16. SHALER, N. S. — Beaches and Tidal Marshes of the Atlantic Coast. *Nation. Geogr. Monogr.*, 1895, I, p. 164-165 (d'apr. JOHNSON).
17. SHEPARD, F. P. — Gravel Cusps on the California Coast related to Tides. *Science*, n. s., LXXXII, 1935, p. 252.
18. TIMMERMAN, P. D. — Proeven over den invloed van golven op een strand, in verband met enkele waarnemingen aan de Nederlandsche kust. Thèse, *Leidsche Geol. Mededeel.*, VI, 3, II, 1935, p. 231-386, 105 fig. (rés. anglais).
19. SCHOU, A. — Det Marine Forland. Thèse, Copenhague, 1945, 236 p., 87 fig. (rés. anglais ; cf. p. 78-79). Connu après rédaction.

LÉGENDES DES PLANCHES

PLANCHE I.

1. Station 22 (Porthmeor). Croissants géants (voir tableau II). Hauteur de 3,40 m en avant.
2. Station 2, partie N (Mezpeurleuc'h). Petits croissants : sable aux creux, galets aux cornes.
3. Station 5 (Ervili). Croissants (lettres c à droite) construits en arrière d'une digue rompue.
4. Station 8 (Pourdenver). Plage normannienne (monastirienne) attaquée dans un creux de croissant, sous la plage actuelle.

PLANCHE II.

1. Station 1 (Treguennec). Mouvement de l'eau dans les croissants, premier temps.
 2. *Id.*, troisième temps.
 3. *Id.*, cinquième temps.
 4. Station 3 (Aber, 8 août 1948). Croissants taillés dans galets et goémon d'épave. Profondeur : 1,20 m. Voir fig. 2 B.
-

ESSAI D'ÉTUDE PHYLOGÉNIQUE DES GRYPHÉES LIASIQUES

PAR **Robert P. Charles**¹.

Sommaire. — I. Introduction : historique sommaire. — II. Description des espèces : 1° Huitres du Lias inférieur : groupe hétérogène ; 2° Huitres à crochet peu développé, type : *Liogryphaea depressa* PHILL. ; 3° Huitres à crochet bien développé, mais non enroulé, type : *Liogryphaea Cymbium* LMK. ; 4° Huitres à crochet nettement enroulé, type : *Liogryphaea arcuata* LMK. ; 5° Huitres à crochet aigu et peu recourbé, type : *Liogryphaea pictaviensis* HEB. — III. Conclusions : origine et évolution des Gryphées liasiques.

INTRODUCTION.

L'étude du développement des Ostréidés au cours des temps géologiques a fait l'objet de plusieurs travaux d'H. Douvillé², qui s'est surtout attaché à bien dégager les différents genres, sous-genres et sections auxquels devaient être rapportées les nombreuses espèces de l'ancien genre *Ostrea* L. L. Rollier a donné un catalogue détaillé des différentes *Ostrea* des terrains jurassiques³, auquel nous prions le lecteur de bien vouloir se référer pour la synonymie des espèces. Le premier essai d'étude phylogénique des Gryphées liasiques est dû à M^{lle} Dechaseaux⁴, qui étudie surtout les formes dérivées de *Liogryphaea arcuata* LMK.

Nous pensons, à la lumière des travaux antérieurs et de nos propres observations sur les échantillons du Muséum de Marseille (Coll. Reynès, coll. Matheron) et de la Faculté des Sciences de Marseille (Coll. de Brun), pouvoir étendre cette étude à toutes les espèces de Gryphées du Lias des régions lorraine, jurassienne, rhodanienne, provençale, languedocienne et pyrénéenne.

1. Note présentée à la séance du 24 janvier 1949.

2. H. DOUVILLÉ. Les explorations de M. de Morgan en Perse. *B. S. G. F.* (4), IV, 1904, p. 545-546. — Observation sur les Ostréidés, origine et classification. *Ibid.* (4), X, 1910, p. 634-645.

3. L. ROLLIER. Fossiles nouveaux ou peu connus des terrains secondaires du Jura et des contrées avoisinantes (6^e part.). *Mém. Soc. Pal. Suisse*, vol. XLII, p. 564-79, 1917.

4. C. DECHASEAUX. Principales espèces de Liogryphées liasiques. Valeur stratigraphique et remarque sur quelques formes mutantes. *B. S. G. F.* (5), IV, 1934, p. 201-13, pl. C-D-E, 2 fig.

Nous examinerons, les Huîtres du Lias inférieur, groupe hétérogène dans lequel il est difficile de retrouver les affinités des diverses formes avec les types de section ; puis, l'ensemble des vraies Gryphées du Lias ; celles-ci se rangent toutes dans le sous-genre *Liogryphaea* FISCHER, mais au sein de celui-ci, on peut reconnaître quatre grands types : les formes à crochet peu développé, les formes à crochet bien développé mais non enroulé, les formes à crochet enroulé, enfin les formes à crochet aigu et peu recourbé se fixant par une large surface renforcée de petites côtes.

L'usage a révélé que de nombreuses confusions d'espèces avaient été faites par les auteurs, ceux-ci ne se rapportant pas toujours aux diagnoses et aux figurations originales. Aussi, dans la description qui suit, nous donnerons pour chaque espèce la référence de l'holotype ainsi qu'une courte diagnose de celui-ci. Afin de ne pas surcharger les descriptions, nous ne donnerons pas de précision sur la variabilité des individus au sein d'une même espèce. Nous n'avons pas observé de mutations brusques ; les formes évoluent lentement d'un type vers un autre. La phylogénèse que nous proposons en conclusion a été établie par l'observation de types intermédiaires ; il est sous-entendu que ceux-ci existent chaque fois que nous faisons succéder une espèce à une autre sur un même rameau du phylum.

Nous n'indiquerons pas non plus les gisements livrant les espèces, celles-ci se retrouvant dans toutes les provinces géologiques considérées lorsque les niveaux correspondants sont fossilifères et l'étude du matériel de collection n'ayant pas révélé l'existence de races géographiques ¹.

DESCRIPTION DES ESPÈCES.

1° Huîtres du Lias inférieur.

Ostrea Hisingeri NILSSON (1831. *Kongl. Vetersk.-Ac. Handl.*, p. 334, pl. 4, fig. 2 et 3) ². — Espèce polymorphe, généralement aussi large que longue, mais quelquefois étroite, et toujours légèrement incurvée. La surface d'adhérence est bien visible du côté du crochet. La valve droite est operculiforme. Les deux

1. Nous pouvons toutefois préciser que les Huîtres du groupe *Liogryphaea depressa* PHILL. sont plus fréquentes dans les régions E du Bassin de Paris, et totalement inconnues en Provence.

2. Espèce identique à *Ostrea sublamellosa* DUNKER (1851. *Paläontogr.*, Bd. 1, Lief. 1, p. 41, pl. 6, fig. 27-30).

valves sont nettement formées de couches lamelleuses (type de la section *Liostrea* DOUV.).

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Rhétien et Hettangien inf.

Ostrea anomala TERQUEM (1855. Pal. Lux. et Hett. *Mém. S. G. F.* (2), t. V, p. 329, pl. 25, fig. 4. — Espèce allongée ; la surface d'adhérence constitue un véritable talon du côté du crochet et l'accroissement se fait en ligne droite par le bord opposé. Les deux valves sont lamelleuses comme dans l'espèce précédente, mais il ne saurait y avoir de confusion possible en raison de la forme allongée, et de la courbure toujours faiblement indiquée du crochet.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Lias inf. (zones à *Schlotheimia angulata* et à *Coroniceras Bucklandi*).

Liogryphaea gammalensis ROLLIER (1917. Foss. nouv. ou peu connus du Jura, p. 568 ; fig. in Dumortier. Et. pal. Bass. Rhône. I. Infralias (1864), pl. 7, fig. 12-13, sous le nom faux d'*Ostrea sublamellosa* non DUNKER). — Espèce de petite taille, dont la valve gauche, convexe, porte un petit crochet peu accentué, mais recourbé ; la surface d'adhérence, toujours nette, est rejetée dans le plan de la valve droite, plane et operculiforme. Les deux valves sont légèrement incurvées et de structure lamelleuse, comme chez *Ostrea Hisingeri*, mais la confusion des deux espèces n'est pas possible en raison du caractère nettement gryphoïde du crochet.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Hettangien moyen.

Liogryphaea rugata QUENST. (1858. Der Jura, p. 46, pl. 3, fig. 27-18). — Espèce de petite ou moyenne taille. La valve gauche, fortement arquée, est munie d'un petit crochet recourbé et subacuminé ; la surface d'adhérence, peu visible, est rejetée sur le côté. La valve droite operculiforme, est nettement incurvée, et porte, sur la charnière, une saillie faisant face au crochet.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Hettangien.

Liogryphaea Dumortieri JOLY (1907. Foss. jur. de Belg. *Mém. Mus. royal Hist. Nat. Belgique*, t. V, p. 66-76, 132-33, pl. 1, fig. 4-7). — Espèce d'assez petite taille : la valve gauche, de structure lamelleuse grossière, est fortement arquée, comme dans l'espèce précédente, mais avec un crochet fort, dont l'extrémité porte une surface d'adhérence bien visible. La valve droite est operculiforme ou même légèrement concave.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Hettangien sup.

25 novembre 1949. Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XIX. — 3

2° Huîtres à crochet peu développé.

Type du groupe : *Liogryphaea depressa* PHILL.

Liogryphaea ovalis v. ZIETEN (1830. Verts. Württ., p. 92, pl. 69, fig. 1)¹. — Espèce de petite taille, presque aussi large que longue, la valve gauche est régulièrement bombée, mais non arquée; le crochet, petit et oblique, a sa surface d'adhérence rejetée sur le côté. La structure du test est lamelleuse, et assez irrégulière pour les deux valves.

Cette espèce présente des affinités avec *O. Hisingeri* NILSS. et *Liog. gammalensis* ROLL. par la structure de ses valves, mais s'en distingue par son crochet oblique et la position de la surface d'adhérence.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Sinémurien s. l.

Liogryphaea depressa PHILLIPS (1829. Ill. Geol. Yorkshire, Part. 1, p. 137, 163, 184, pl. 15, fig. 7). — Espèce de petite taille ou assez grande. L'ensemble du test est nettement oblique : la valve gauche, assez bombée, porte un crochet peu accusé avec une surface d'adhérence très nette. La valve droite est grande et plane. La structure est lamelleuse, comme dans l'espèce précédente, mais *Liog. depressa* s'en distingue par sa plus grande taille et son crochet plus large et moins enroulé.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Charmouthien.

Liogryphaea ferruginea TERQUEM (1855. Gryphées. Bull. Soc. Hist. Nat. Moselle, p. 144, pl. 4, fig. 4-7). — Espèce d'assez grande taille, très large. Les caractères généraux sont ceux de l'espèce précédente; *Liog. ferruginea* s'en distingue par ses valves aussi larges, quelquefois plus larges que longues, et son obliquité moins accusée.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Toarcien.

3° Huîtres à crochet bien développé mais non enroulé.

Type du groupe : *Liogryphaea Cymbium* LAMK.

Liogryphaea obliquata Sow. (1815. Min. Conch., vol. 2, p. 24, pl. 112, fig. 3)². — Espèce de taille moyenne, dont la valve

1. Nous rapportons à cette espèce *Liogryphaea Terquemii* ROLLIER (1917. Foss. nouv. ou peu connus du Jura, p. 572), nov. sp. pour *Ostrea suilla* (non SCHLÖT.) TERQUEM (1855. Bull. Soc. Hist. Nat. Moselle, pl. 4, fig. 8-11).

2. *Liogryphaea obliquata* Sow. ne doit pas être confondue avec *Liog. obliqua* auct. Cette dernière forme, d'ailleurs très mal définie, serait plutôt à rapporter à *Liog. Maccullochii* Sow. ou à *Liog. Cymbium* LAMK.

gauche, robuste, arquée et légèrement oblique, porte un fort crochet; la surface d'adhérence, toujours très nette, fait une faible saillie au-dessus de la valve droite qui est un peu concave et épaisse. Cette espèce, voisine de la précédente, en diffère par la structure finement lamelleuse de son test, la forme robuste de ses valves, son crochet court et large.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Sinémurien s. l.

Liographaea regularis DESHAYES (1839. Traité Conch., Atlas, p. 33, pl. 57, fig. 3). — Espèce de grande taille, de forme régulière, presque symétrique : la valve gauche, arquée, porte un fort crochet avec une surface d'adhérence visible. La valve droite est assez nettement concave. Le test est formé de couches lamelleuses, nettes et régulières. Cette espèce diffère de la précédente par sa taille, sa forme symétrique, son crochet plus saillant.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Lotharingien sup. et Charmouthien.

Liogryphaea Cymbium LMK. (*Liogryphaea cymbula* LMK. 1801, corrig. 1819, Anim. s. vert., p. 398; fig. in Deshayes 1831. Coq. caract. terrains, p. 96, pl. 12, fig. 1-2). — Espèce de taille moyenne, jamais très grande. La valve gauche est fortement arquée; le crochet, qui n'est jamais enroulé, porte une surface d'adhérence nette; le bord palléal, très développé, dépasse la valve droite operculiforme. Le test est formé de couches assez épaisses donnant une série régulière de bourrelets. Cette espèce est légèrement oblique, mais se différencie de *Liog. obliquata* par son crochet beaucoup plus développé. Elle se distingue de *Liog. regularis* par sa plus petite taille, son crochet plus étroit et la forme plus arquée de sa valve gauche.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Lotharingien sup. et Pliensbachien.

Liogryphaea Cymbium LMK., var. *suilla* v. SCHLOT. pro sp. (*Gryphites suillus* 1813. Taschenbuch für Mineral. Jahrg., p. 103, pl. 4, fig. 4). — Forme d'assez petite taille, ayant les mêmes caractéristiques générales que *Liogryphaea Cymbium* LMK., mais avec un crochet à la fois plus gros et plus recourbé.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Lotharingien sup. et Pliensbachien inf.

Liogryphaea gigantea Sow. (1823. Min. Conch., vol. 4, p. 127, 159, pl. 391, 1). — Espèce de très grande taille. La valve

1. Espèce désignée par Rollier comme *Ostrea (G.) latior* nov. sp. (1917, loc. cit., p. 574). Nous attribuons à cette espèce *L. lobata* BEUVIGNIER, que Rollier maintient séparée.

gauche est aussi large que longue, un peu oblique, avec un sinus assez bien marqué sur le bord palléal; le crochet est fort et recourbé comme chez *Liog. Cymbium*, mais la surface d'adhérence est petite et moins accusée. La valve droite est nettement concave. Le test est formé de couches épaisses et régulières.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Domérien.

4° Huîtres à crochet nettement enroulé.

Type du groupe : *Liogryphaea arcuata* LMK.

Liogryphaea arcuata LMK. (1801. Anim. s. vert., p. 39; fig. in Deshayes 1831. Coq. caract. terrains, p. 98, pl. 12, fig. 4-6). — Espèce de petite taille. La valve gauche est étroite, fortement arquée, avec les bords palléaux élevés; le crochet est bien développé et, enroulé à un point tel que la surface d'adhérence n'est pas visible. La valve droite est épaisse. Le bord palléal porte un sinus très net, prolongé par un sillon plus ou moins profond sur toute la longueur de la valve gauche. La structure du test est finement lamelleuse et très régulière sur la valve gauche. Cette espèce rappelle *Liog. Dumortieri* JOLY, mais s'en distingue par le bord palléal élevé et le crochet enroulé.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Sinémurien *s. str.* et Lotharingien inf.

REMARQUE : Rollier désigne comme *Ostrea* (*Liog.*) *curvata* nov. sp. (1917, loc. cit., p. 568) l'échantillon figuré comme *Liogryphaea arcuata* par Dumortier (Et. pal. Bass. Rhône. I. Infra-lías (1864), p. 83-84, pl. 13, fig. 4-5), provenant de Saint-Fortunat (zone à *Psiloceras planorbis*); des individus que nous avons récoltés dans le Jura souabe à la limite de l'Hettangien et du Sinémurien, sont conformes à la figuration de Dumortier, et nous ne voyons pas de différences suffisantes avec l'espèce de Lamarck pour justifier le maintien de celle de Rollier. Il s'agit là, de la forme primitive de *Liog. arcuata*, quant au niveau indiqué par Dumortier, il est probablement inexact.

Liogryphaea arcuata LMK., var. *lata* v. ZIETEN (1830. Verst. Württ., pl. 29, fig. 2). — Forme dont les caractéristiques générales sont celles de l'espèce typique, mais les valves sont presque aussi larges que longues.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Sinémurien et Lotharingien inf.

Liogryphaea Maccullochii J. DE C. SOW. (1827. Min. Conch., vol. 6, p. 89, pl. 547, fig. 1-2). — Espèce de taille moyenne.

La valve gauche est fortement arquée, comme dans l'espèce précédente, mais le bord palléal n'est pas élevé, et le crochet est relativement moins développé. Le test est assez oblique, et le sinus très accusé sur le bord palléal.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Lotharingien et Pliensbachien inf. (zone à *Deroceras armatum*).

5° Huitres à crochet aigu et peu recourbé.

Le crochet est formé de petites côtes divergentes qui prolongent et renforcent la surface d'adhérence. Type du groupe : *Liogryphaea pictaviensis* HÉBERT¹.

Liogryphaea sportella DEMORT. (1857. Quelq. foss. peu connus du Lias moy., *Ann. Soc. agric. Hist. Nat. Lyon*, p. 3-5, pl. I, fig. 1-8). — Espèce de petite ou moyenne taille ; la valve gauche, étroite et allongée, est fixée par un large talon situé dans un plan orthogonal à celui du bord palléal ; celui-ci porte un sinus prolongé sur le test par un sillon latéral.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Domérien sup.

Liogryphaea pictaviensis HÉBERT (1856. *B. S. G. F.* (2), XIII, p. 216-217, sin. fig.). — Espèce de petite ou moyenne taille ; de forme assez voisine de la précédente, mais le crochet est mieux dégagé et aigu, la surface d'adhérence ne forme pas de talon, mais elle est prolongée par une série de plis. Le bord palléal de la valve gauche est prolongé latéralement par des expansions aliformes, bien développées surtout chez les grands individus.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Toarcien.

Liogryphaea ocreata EUG. et EUD. DESLONGCHAMPS (1858. Mém. sur la couche à *Leptoena*, *Bull. Soc. Linn. Normandie*, t. III, p. 153, pl. 2, fig. 1-4). — Espèce d'assez grande taille. De forme générale très proche de *Liog. sportella* DEM., mais de plus grande taille, les valves sont plus larges et le sillon plus accentué, de sorte qu'il y a un véritable lobe latéral. La fixation se fait par une large surface formant talon.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Toarcien.

Liogryphaea Dewalquei ROLLIER (1917. Foss. nouv. ou peu connus du Jura, p. 578 ; fig. in Chapuis et Dewalque. Foss. sec. Lux., p. 225-226, pl. 35, fig. 1, sous le nom faux d'*Ostrea*

¹ 1. Espèce identique à *Liogryphaea Beaumonti* auct.

Phaedra non D'ORB.). — Espèce de grande taille, fixée par une large surface du crochet, mais ne formant pas de talon. Les valves sont larges et un peu obliques, la valve gauche est parcourue par un sillon latéral terminé sur le bord palléal par un large sinus. La valve droite est plane, et ornée par une grossière costulation rayonnante. Cette espèce rappelle la précédente par la forme générale de ses valves, mais les caractères du crochet la rapprochent plutôt de *Liog. pictavensis* HEB.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Aalénien inférieur et moyen.

Liogryphaea sublobata DESHAYES (1830. *Encycl. méth.*, t. 2, p. 307, sin. fig.)¹. — Espèce de grande taille. La valve gauche, fixée par un crochet aigu orné de stries rayonnantes, est parcouru par un profond sillon se terminant par un large sinus, de sorte qu'il y a un lobe latéral très net. Le bord palléal est prolongé latéralement par des expansions. Cette espèce est très voisine, par l'ensemble de ses caractères, de *Liog. pictavensis* HEB., mais elle s'en distingue par sa plus grande taille, et le lobe latéral beaucoup plus accusé.

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE : Aalénien.

CONCLUSIONS.

Origine et évolution des gryphées liasiques.

Malgré ses caractères si nettement ostréiformes, il semble bien que ce soit chez *Ostrea Hisingeri* NILSS. qu'il faille chercher l'origine des Liogryphées; en effet, à partir de cette espèce, nous pouvons suivre tout un faisceau de formes mutantes, les unes restant ostroïdes, les autres acquérant des caractères gryphoïdes plus ou moins prononcés.

Ostrea anomala TERQ. reste indubitablement dans la lignée des *Ostrea s. str.*, mais la croissance du test, tout en restant dans un plan, se fait à un rythme plus accéléré dans un sens opposé au talon de fixation que dans les autres directions.

Liogryphaea gammalensis ROLL., par le galbe de ses valves serait encore plus proche d'*O. Hisingeri* que l'espèce précédente; mais, la croissance des valves se fait selon un axe courbe situé dans le plan sagittal; ce caractère gryphoïde est d'ailleurs à peine esquissé, car le crochet est peu accusé.

Chez *Liogryphaea rugata* QUENST., les caractères sont nette-

1. Espèce identique à *Ostrea Phaedra* D'ORB. (1850. *Prod.*, t. I, p. 285 n° 434; fig. in *Ann. Pal.*, t. IV, pl. 19, fig. 18-20).

ment gryphoïdes, les valves acquièrent une symétrie bilatérale secondaire, la valve gauche devenant convexe, la valve droite operculaire ; le crochet reste peu accentué.

Avec *Liogryphaea Dumortieri* JOLY, nous avons les vraies Gryphées liasiques avec une valve gauche arquée, et un crochet saillant au-dessus de la valve droite ; tous ces caractères restant naturellement atténués chez ce type primitif.

Dérivant de *Liogryphaea gammalensis* ROLL., nous avons le groupe des Gryphées à crochet peu développé : *Liog. ovalis* ZIET., encore de petite taille, mais avec un crochet tendant à s'enrouler, *Liog. depressa* PHILL., espèce ovale pouvant atteindre une assez grande taille, *Liog. ferruginea* TERQ., qui ne diffère de la précédente que par la largeur de ses valves.

Les variations de formes que nous observons à partir de *Liog. Dumortieri* JOLY, offrent une plus grande diversité. Nous passons à *Liog. obliquata* Sow. par accroissement de la taille, régularisation du galbe, développement du crochet, qui chez cette espèce reste court et arrondi. *Liog. regularis* DESH. dérive de la précédente par gigantisme, développement du crochet qui devient aigu, et courbure plus accentuée des valves, alors que chez *Liog. Cymbium* LMK., la taille reste modeste, mais le crochet est encore plus développé et plus saillant ; de cette dernière forme, nous passons à *Liog. gigantea* Sow. par accroissement de la taille et élargissement des valves.

A partir de *Liog. Dumortieri* JOLY, nous avons directement *Liog. arcuata* LMK. par développement du crochet qui devient volumineux et enroulé, et l'apparition d'un sillon latéral terminé par un sinus du bord frontal des valves. Chez *Liog. Maccullochii* J. DE C. Sow. nous retrouvons tous ces caractères, mais les valves sont plus grandes, le sillon moins accentué, le crochet moins saillant.

L'origine des Gryphées du groupe de *Liog. pictaviensis* HEB. reste plus hypothétique. *Liog. sportella* DUM. présente des caractères communs avec *Liog. arcuata* et *Liog. Maccullochii*, d'ailleurs, des auteurs ont déjà exprimé ce fait en disant que « *Liog. sportella* ressemblait à une *Liog. arcuata* tronquée du côté du crochet », mais il y a une discontinuité stratigraphique entre les deux espèces, ce qui, dans l'état actuel de nos connaissances, s'opposerait à une filiation possible. *Liog. ocreata* E. et E. DESL. dérive de *Liog. sportella* DUM. par accroissement de la taille et élargissement des valves, alors que *Liog. pictaviensis* HEB. se sépare davantage du type primitif, par le crochet aigu orné de stries et l'apparition d'expansions latérales de la

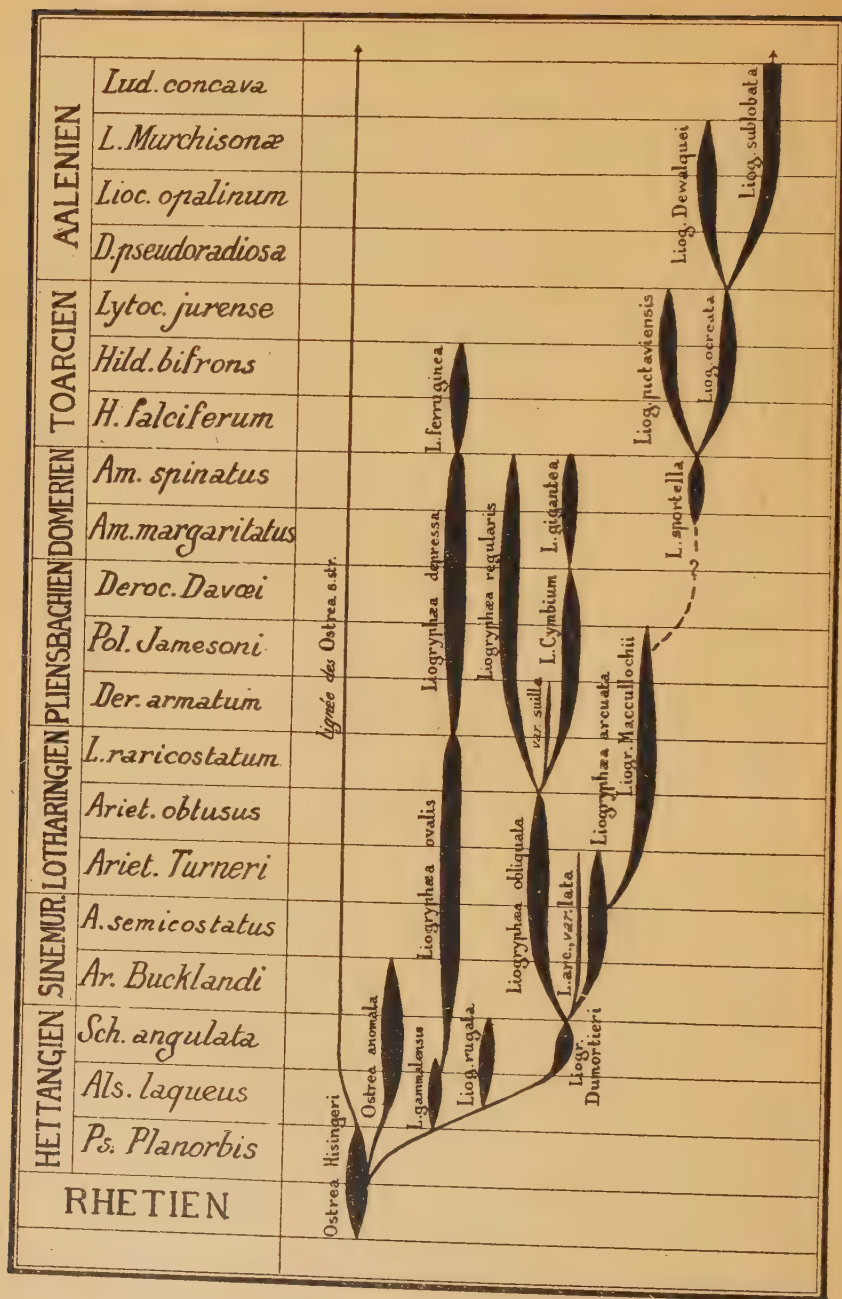


Fig. 1. — Phylum évolutif des Gryphées liasiques.

valve gauche. Ces caractères persistent avec gigantisme chez *Liog. sublobata* DESH., ainsi que chez *Liog. Devalquei* ROLL., chez laquelle les formes sont plus massives.

La phylogénèse des Gryphées liasiques est schématisée fig. 1. La valeur stratigraphique de ce groupe demeure faible. Les espèces ont généralement une grande distribution verticale ; elles permettent tout au plus de caractériser un étage, parfois un sous-étage. La variation de la forme des espèces dans le temps est lente, progressive et peu sensible. On ne la met en évidence qu'en étudiant une grande quantité d'individus, ceux-ci ne provenant que rarement d'un gisement unique. Exceptionnellement, la présence de plusieurs espèces associées dans un même banc permet d'en préciser le niveau.

DONNÉES PALÉONTOLOGIQUES NOUVELLES
SUR LA DOLOMIE DITE « DOLOMIE DE BEAUMONT »
DU KEUPER MOYEN DE LORRAINE

PAR P. L. Maubeuge ¹.

PLANCHE III.

La pauvreté du Keuper lorrain en fossiles, à l'exception du « Grès à Roseaux » est un fait établi. Aussi, la découverte de quelques fossiles dans le Keuper moyen de la région de Mirecourt, signalée ici même récemment, méritait-elle d'être notée, malgré le peu d'intérêt paléontologique des formes récoltées [1].

Ce même travail rapporte les découvertes antérieures de fossiles dans le Keuper moyen et supérieur de diverses régions de Lorraine. Depuis une dizaine d'années, il m'a été possible de récolter quelques fossiles dans la « Dolomie de Beaumont » du Saulnois. Cette lente accumulation de découvertes montre que le Keuper lorrain n'est pas absolument dépourvu de fossiles, bien que très pauvre. L'abandon par les collectionneurs des recherches dans ces couches n'est donc pas justifié. Au contraire, les découvertes susceptibles d'y être faites peuvent nous apporter des documents inédits sur une faune très mal connue. En outre, comme l'a très bien entrevu Bleicher, ce précurseur de la pétrographie des roches sédimentaires, la présence de fossiles animaux et végétaux dans les bancs de dolomie, conduira à revoir nos idées sur la genèse de ces roches et la paléogéographie de l'époque.

Une structure qui ne s'est pas montrée très rare dans cet horizon m'a laissé croire longtemps à son origine organique. Je la signale ici afin d'en montrer le caractère inorganique et d'attirer l'attention des pétrographes à son sujet. Sa genèse ne me paraît pas encore éclaircie.

Myophoria Goldfussi V. ALB.

J'ai trouvé, dans la carrière ouverte sur le côté N de la route de Xirocourt à Bayon, à l'E de la première localité, des frag-

1. Note présentée à la séance du 21 janvier 1949.

ments de plaques de calcaire dolomitique criblé d'empreintes de Lamellibranches. Certains, ont pu être déterminés comme *Myophoria Goldfussi* V. ALB. typiques.

Je n'ai pu retrouver en place dans le haut de la carrière, d'où proviennent les plaques, la tache coquillière qui est à leur origine. Ceci est impossible du fait de la destruction quasi complète du front de taille par une exploitation par « tracteurs-défonceurs » américains. L'aspect de ces dalles qu'il est inutile de décrire longuement, est celluleux et carié ; cette lumachelle grossière est absolument identique à la dalle figurée dans le travail précité [1].

Limulus sp. aff. *Vicensis* BLEICHER.

Une seconde trouvaille, d'un intérêt paléontologique plus marqué, est celle d'une empreinte de Limule, en place, dans la partie supérieure de la « Dolomie de Beaumont » : la récolte a été faite au sommet du chemin de Coyviller à Rosières aux-Salines (M.-et-M.), juste au-dessus de Rosières.

L'empreinte attira mon attention par sa forme en marque de sabot de cheval ; celle-ci était parfaitement dessinée et respectée par la circulation grâce à une cassure anguleuse de la roche qui alleure dans le chemin. La prise de la contre-empreinte par moulage, m'a livré une pièce suffisamment nette pour pouvoir être étudiée et dont les détails d'ensemble sont en général bien conservés.

La position de cette empreinte montre que le fossile a été enfoui couché sur sa face dorsale. La partie ventrale devait être engagée dans la dalle dolomitique disparue. Seule la partie dorsale devait être visible, et peut-être seule conservée. On reconnaît immédiatement dans ce fossile la forme d'une Limule. Il ne s'agit pas d'un *Belinuridae* (Halicyne), par suite de l'absence de rostre en avant du céphalothorax. De plus, les apophyses latérales du céphalothorax sont moins développées que dans ce genre. Il est à noter aussi que le genre n'a jamais été signalé au delà de la Lettenkohle.

Parmi les *Limulidae*, seul le genre *Limulus* MÜLLER, est connu dans le Trias. C'est dans ce genre que rentre la présente forme.

Les espèces décrites ou signalées dans le Trias de faciès germanique sont, à ma connaissance : *Limulus Vicensis* BLEICHER du Keuper ; *Limulus Henkeli* V. FRITSCH, du Muschelkalk inférieur ; *Limulus Priscus* V. MÜNSTER, du Muschelkalk supérieur ; *Limulus Sandbergeri* KIRCHNER, du Buntsandstein supérieur ; *Limulus Bronni* SCHIMPER du Buntsandstein supérieur ; *Limulus Liaso-*

Keuperinus F. BRAUN, du Rhétien ; *Psammolimulus Göttingensis* W. LANGE, du Buntsandstein moyen.

Le présent individu a le plus de ressemblances avec *Limulus Vicensis* BLEICHER. Les deux formes sont quasi-identiques si l'on tient compte des déformations des deux échantillons. Mon fossile est bien plus grand que celui de Bleicher, et l'on n'en voit pas le telson. La base du céphalothorax, à son articulation au telson, est en effet empâtée ici dans un amas de gangue ; celle-ci masquait la base de l'animal, si le telson était conservé en entier. La seule différence entre mon échantillon et celui de Bleicher est le front du céphalothorax sensiblement plus large que chez l'holotype. Est-ce une différence due à l'âge ? Ou est-ce une variation individuelle ou encore une variété ? Il est impossible de le dire.

Je signale que la position stratigraphique de l'holotype de Bleicher doit être la même que celle du fossile de Rosières.

Je ne vois pas d'autre horizon dolomitique du Keuper d'épaisseur suffisante pour alimenter des carrières. L'holotype récolté par Brunotte a été trouvé en effet sur un tas de matériaux d'empierrement. Il ne me semble pas que les géologues lorrains aient mis en doute cette provenance.

Nicklès prétend que de mauvais débris de *Limulus* ne seraient pas rares dans la « Dolomie de Beaumont » de la région de la Seille. Pour ma part j'en ai récolté une seconde mauvaise empreinte, identique à la précédente, mais un peu moins grande, sur les hauteurs au NE de Rosières-aux-Salines, près de la ferme de Xoudaille.

Il est à remarquer qu'une cassure curieuse, assez fréquente dans les calcaires magnésiens de cet horizon laisserait supposer que l'on est en face d'empreinte de *Limulus*. La roche prend parfois une cassure esquilleuse avec arcs d'assez grand rayon, faiblement accusés. Si le bloc a été cassé de façon à ce que des arrêtes brusques recoupent une des cassures esquilleuses, on croit aisément voir une impression de bord antérieur et même des pointes du céphalothorax. Sur un bloc entier cette cassure apparaîtrait évidemment immédiatement comme accidentelle. Dans le cas des deux empreintes étudiées ici, il ne saurait être question de ce fait. Le caractère complet de la première empreinte ne laisse aucun doute à cet égard.



FIG. 1. — Empreinte de *Limulus* sp. aff. *Vicensis* BLEICHER. Réd. 1/2.

Cancellophycus keuperinus nov. sp.

Nous sommes ici en présence d'un fossile dont les ressemblances avec les *Cancellophycus* apparaît immédiatement. Cette découverte est d'autant plus intéressante que les *Cancellophycus* n'ont été signalés qu'une fois dans le Trias franco-germain.

Les Algues signalées dans ce même Trias sont peu nombreuses puisque l'on ne connaît à ce jour que : 4 espèces de *Diplopora* du Muschelkalk lorrain et allemand ; 1 espèce de *Physoporella* du Muschelkalk lorrain et allemand ; 2 espèces de *Gyroporella* du Muschelkalk allemand ; 1 espèce de *Calcinema* du Muschelkalk allemand ; et 14 Algues, ou supposées telles, étudiées par Fliche et appartenant aux différents termes du Trias. Un *Cancellophycus* est figuré dans cette étude de Fliche.

La présente forme se distingue des *Cancellophycus* jurassiques dont elle a la fronde partant très probablement d'un pédicule, les côtes larges, ramifiées, décrivant de grands arcs de cercle concentriques. Ses caractères distinctifs sont la forme des côtes en gros bourrelets saillants s'anastomosant seulement à leur base, faiblement ramifiés. Le relief important des côtes est remarquable. La médiocre fossilisation de cette pièce ne m'a pas permis de constater si la fronde était perforé.

Fliche a figuré, [2, Pl. 3, fig. 1], un *Cancellophycus* dans lequel il voit une empreinte mécanique, reconnaissant toutefois qu'il est en tous points semblables aux *Cancellophycus* des autres étages jurassiques. Cette pièce provient du Muschelkalk supérieur de Mont-sur-Meurthe. Peut-être est-ce l'ancienneté de sa trouvaille et son caractère isolé, qui ont rendu suspect à Fliche son caractère organique. Personnellement, sans avoir plus de preuves décisives appuyant ma manière de voir que Fliche pour la sienne, je suis convaincu de l'origine organique de ce fossile (Le type n'existe plus à Nancy, il est bon de le signaler au passage).

Le fossile du Muschelkalk diffère du mien par le caractère plus grossier de ses stries. L'angle est plus ouvert que chez *C. Keuperinus*. Seul un bourrelet est nettement délimité chez le premier ; il peut s'agir d'un fossile dont l'empreinte a été altérée après sa fossilisation ; ceci expliquerait le caractère un peu vague de l'empreinte. Chez *C. Keuperinus*, les bourrelets nets et confluent ne peuvent pas être expliqués par des phénomènes mécaniques. On voit très bien sur sa figuration (Pl. III, fig. 1) l'existence d'une cassure oblique de la plaque, probablement sans rapport avec le fossile lui-même.

J'ai recueilli cette pièce exposée aux intempéries depuis plusieurs années sur le sommet du plateau dominant le cimetière

d'Einvillle-aux-Jards (M.-et-M.), dans la partie inférieure de l'horizon de la « Dolomie de Beaumont ».

Il est à noter, dans le cas de ce fossile comme dans celui de la Limule et du suivant, le rôle évident de mise en relief, dans cette roche, des fossiles et des structures par les agents atmosphériques. Les recherches de fossiles dans les parties fraîches sont peut-être vouées à l'insuccès. Dans le cas des lumachelles, l'altération semble augmenter la visibilité des fossiles si les vides sont dus à une dissolution récente des moules internes.

Je crois bon de formuler quelques remarques sur la nature des *Cancellophycus*. L. Dangeard étudiant les *Cancellophycus* de la « Malière » trouve, à leur voisinage, bien plus de spicules de Spongiaires que d'Alcyonnaires et est amené à se demander si les spicules n'ont pas été concentrés près des *Cancellophycus* [3]. Ceci n'est pas absolument en accord avec les conclusion de Lucas sur la nature de ces fossiles. Une remarque toute récente, et à laquelle je m'associe, est celle de R. Legrand. Pour cet auteur l'opinion de Lucas paraît « insuffisamment étayée », les spicules n'étant peut-être en relation avec les *Cancellophycus* qu'à la suite de concentrations et orientations mécaniques [4]. L'interprétation de Lucas « devient osée, lorsque partant de cette assimilation, il en fait un fossile de zone bathyale, voire abyssale ». (La fig. I de Legrand ressemble parfaitement aux *Cancellophycus* du Bajocien inférieur de Lorraine — « Marnes micacées ». Ce sont pourtant des *Spyrophyton* du Primaire.)

Je pense que les premiers paléobotanistes, et des plus éminents, qui ont rangé ces corps parmi les Algues, avaient des raisons plausibles de le faire, raisons qu'ils ont exposées.

Structures zonées.

Sur une dalle de calcaire dolomitiques (9 % Mg 30, 80 % Ca O), on constate l'existence d'une sorte de large empreinte (incomplète par suite d'une cassure), constituée d'une série de fines stries concentriques, bien accusées

La forme générale est celle d'un croissant à branches inégales. L'action des agents atmosphériques a fait disparaître ou a atténué un certain nombre de détails sans que cela nuise à la forme générale. Par contre la brisure laisse dans l'ignorance de l'allure d'ensemble de cette forme. Il est à remarquer que l'on a l'impression d'être en face d'un thalle épousant des irrégularités très faibles de la surface de la roche. On peut voir là sans peine, un thalle doucement étalé avec par places des apparences de plissements lors de la fossilisation. Une bande

externe large, indiquée par des flèches sur le cliché semble correspondre à une zone marginale dépourvue de stries. Puis une succession de bandes plus ou moins larges et de lignes parallèles, constitue l'ornementation. La zone interne qui semble dépourvue de stries en montre cependant des traces en lumière oblique. Cette disparition est due à une usure et dissolution pluviales.

En présence d'une telle forme on conçoit qu'elle puisse être prise pour un reste fossile. Longtemps telle a été mon opinion et j'avais cru être en face d'une empreinte d'Algue d'un genre nouveau dont le pédoncule serait situé sur la partie manquante. Ce n'est qu'au moment de publier ce travail que j'ai dû à M. J. Ricour des données nouvelles qui ont modifié ma manière de voir. En effet M. Ricour a pu recueillir des formes analogues, mais ses échantillons plus complets montrent une forme entière qui évidemment n'incite nullement à y voir des restes organiques. (Planche III, fig. 3). On voit qu'il s'agit de zones à couches concentriques alternativement plus ou moins calcaires. Il est possible que dans la masse de la roche ces structures affectent la forme d'ovoïdes plus ou moins nets. Une étude en section de mon échantillon m'aurait peut-être montré de suite qu'il s'agissait d'une structure ; mais j'ai hésité à sacrifier un échantillon que je considérais comme unique. De plus, la face opposée à l'empreinte supposée, ne montrant pas de stries malgré la faible épaisseur de la plaque m'incitait précisément à voir là une empreinte.

Tout récemment je viens de trouver des échantillons absolument identiques à ceux de M. Ricour, à quelques détails près, à des degrés divers de corrosion naturelle. Je les ai recueillis dans la région du Moulnot (E de Dombasle) et sur les hauteurs à l'W de Dombasle. Ils confirment la nature purement inorganique de ces formes. Je connaissais depuis longtemps à ce même niveau des taches rubannées dans la roche, de grande largeur, disposées sur la verticale des bancs. Je n'avais jamais songé à leur attribuer un caractère organique tant à cause de leur forme que par leur position sur la tranche des bancs. Ces zones rubannées expliquent d'ailleurs que l'on ait exploité jadis localement en Lorraine cette roche comme pierre d'ornement après polissage.

M. Ricour a reconnu sur ses échantillons une relation entre la structure zonée et de fines diaclases traversant la roche. Je ne l'ai pas constatée sur mes échantillons complets. Il serait intéressant de savoir si ces diaclases sont à l'origine des taches à structure zonée. Il me paraît difficile de les expliquer comme des formations secondaires dans la roche, en relation avec les dia-

clases. On imaginerait mal que des masses amygdaloïdes se soient développées en certains points seulement au voisinage des diaclases. Pour moi ces zones alternativement riches en magnésie se sont formées lors de la consolidation de la roche. Des échanges secondaires de carbonates ont pu se reproduire en outre au voisinage des diaclases au cours des temps géologiques. Mais la diffusion de la magnésie en couches concentriques me semble poser un problème en liaison avec un autre plus général, celui de la genèse des roches dolomitiques. Peut-être un pétrographe s'intéressera-t-il à ces curieuses structures d'apparence parfois organique, surtout sur des échantillons incomplets, et en expliquera la genèse.

BIBLIOGRAPHIE

1. G. MINOUX et J. RICOUR. — Découverte de fossiles dans la « Dolomie-moellon » du Keuper moyen des environs de Mirecourt, Vosges. *B. S. G. F.* (5), XVI, 1946, p. 443-450. Pl. VII.
2. P. FLICHE. — Flore fossile du Trias en Lorraine. *Bull. Soc. Sc. Nancy*, 1905-08.
3. L. DANGEARD. — Sur les *Cancellophycus* de la Mâlière. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 9 S., t. V., 1946-47.
4. R. LEGRAND. — A propos des *Spirophyton* du Tournaisis. *Bull. Soc. Belge Géol., Pal., Hydr.*, t. LVII, fasc. 2, 1948.

EXPLICATION DE LA PLANCHE III

FIG. 1. — *Cancellophycus keuperinus* P. M. du Keuper moyen des environs d'Einvile, M.-et-M. Réduit aux 3/4.

FIG. 2. — Dalle présentant une structure zonée d'apparence organique, du Keuper moyen des environs de Dombasle, M.-et-M. Réduit à 1/2.

FIG. 3. — Structure zonée du Keuper moyen de Vouhenans (Haute-Saône). Échantillon J. Ricour. Gr. nat.

G. Minoux et J. Ricour présentent les observations suivantes : Nous sommes très heureux de constater que M. Maubeuge a pu étendre à d'autres gisements et à d'autres genres les observations faites par nous en 1946. Nous pensons que c'est avec raisons que M. Maubeuge a abandonné sa première interprétation des « structures zonées ». Sur l'échantillon même de M. Maubeuge nous avons mis en évidence, par une attaque à l'acide, l'existence de la structure dans toute la masse de l'échantillon. Cette attaque sélective et l'analyse chimique donnée ci-dessus semblent indiquer qu'il s'agit d'une alternance de

30 novembre 1949.

Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XIX. — 4

zones dolomitiques et de zones calcaires. Contrairement à l'avis de M. Maubeuge nous pensons que la formation de ces structures est postérieure à la consolidation de la roche. L'échantillon figuré ci-dessous est particulièrement démonstratif. Chaque concrétion y occupe un volume délimité par de fines diaclases. Les enveloppes extérieures des concrétions ont tendance à être tangentes aux surfaces des cassures. La coupe schématique de cet échantillon rappelle l'altération en boule de certaines roches cristallines. La disposition des concrétions

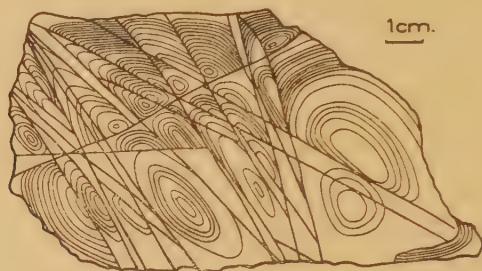


FIG. 2.

montre bien l'antériorité des diaclases qui ont favorisé l'imbibition de la roche en eau et par là le déplacement de certains éléments à l'intérieur de la roche. En raison de la pauvreté en magnésie révélée par l'analyse donnée par M. Maubeuge ¹, nous pensons que l'apparition des « structures zonées » est liée à un appauvrissement en magnésie qui semble donc ici plus soluble que la calcite. Pour expliquer cette inversion des solubilités nous pouvons, comme W. Brückner ² dans son étude sur la formation des cargneules, faire intervenir la loi d'action de masse. Dans le cas présent des niveaux gypseux sont proches de l'horizon où se forment les « structures zonées ». L'excès en ions Ca du gypse peut diminuer fortement la solubilité de la calcite qui devient moins soluble que la dolomie.

Seule-resterait à expliquer le départ de la dolomie par zones concentriques mais ce phénomène semble être du domaine de la physique pure.

M. Maubeuge pense voir une explication simple de la pauvreté de la roche en magnésie du fait que l'échantillon a été trouvé dans la berge d'une source, l'eau suintant à son niveau. Il signale, en outre, avoir trouvé, tout récemment, au N de Dieuze (Moselle), des échantillons très fréquents montrant les structures des fig. 2 et 3, pl. III, à des stades et tailles divers; ceux-ci sont là au même horizon géologique qu'en M.-et-M.

1. La teneur en MgO de ce niveau est souvent voisine de 20 %, or la teneur donnée par M. Maubeuge est de 9 %.

2. W. BRÜCKNER, *Ecl. Geol. Helv.* vol. 34, n° 1, 1941, p. 117-134.

LES INVERTÉBRÉS MARINS DE L'OLIGOCÈNE DE BASSE-ALSACE

PAR S. Gillet¹.

PLANCHES IV-V.

MARNES A FORAMINIFÈRES ET SCHISTES A POISSONS.

Sommaire. — I. Relations géographiques du bras de mer rupélien rhénan ; caractère de la faune, espèces dominantes.

II. Description des espèces d'Invertébrés, Foraminifères exclus.

III. Statistique des espèces ; comparaison avec les régions voisines.

Le fossé compris entre Vosges-Forêt-Noire est, au Rupélien, envahi par les eaux et par la faune de la mer du Nord. C'est par cette voie indirecte qu'il devait communiquer avec le Bassin de Paris². Vers le S, il était ouvert sur la mer alpine à faune méditerranéenne qui n'a pu gagner l'Alsace.

Le chenal rhénan est peuplé par une faune relativement pauvre, par rapport aux faunes si riches décrites à la même époque en Belgique (argiles de Boom et de Basele) et en Allemagne (Septarienton) et qui sont des faunes de mer largement ouverte. On ne trouve, en effet, qu'une quarantaine d'espèces dans le bassin de Mayence, en Bade et en Basse-Alsace, microfaune exclue. Nous verrons à la fin de cette étude que, bien que très proches, chacune de ces régions n'a qu'une quantité restreinte d'espèces communes.

En Haute-Alsace (bassin de la potasse), soit que les éléments nordiques n'aient pénétré qu'en petit nombre, soit qu'ils aient été détruits, on ne trouve que quelques Mollusques au milieu de l'abondante microfaune de Foraminifères³.

Nous avons déjà fait remarquer⁴ l'absence de genres sténohalins dans le fossé rhénan au Rupélien. On trouve cependant de rares représentants de classes disparues en Baltique et en Mer Noire : Polypiers (deux espèces à Grossachsen (Bade), Bra-

1. Note présentée à la séance du 7 février 1949.

2. S. GILLET. La faune oligocène de Pechelbronn. *B. S. G. F.* (4), XIV, 1944, p. 238.

3. V. MAJKOVSKY. Contribution à l'étude paléontologique et stratigraphique du bassin potassique d'Alsace. *Mém. Serv. Carte géol. Als. et Lor.*, 4, 1947.

4. *Loc. cit.*, p. 238.

chiopodes (une espèce en Alsace citée par Andreac, quatre en Bade), Amphineures (deux espèces en Bade), Échinides (quatre espèces en Alsace et en Bade). On peut conclure à une salure de la mer un peu supérieure à 20 ‰ g.

Dans les niveaux supérieurs : marnes à *Amphisile* et à *Meletta*, il y a disparition presque complète de la faune à l'exclusion des Poissons. Ceci laisse supposer un milieu acide ayant détruit les tests calcaires.

De la présence de sédiments foncés, souvent chargés de pyrite, on peut conclure à des conditions de vie comparables à celles des bassins fermés : courants peu abondants, eaux calmes (dépôts en général très fins), pauvreté relative en oxygène, d'où production d'H₂S et nanisme d'une partie de la faune. Le benthos est littoral. Le plancton est parfois conservé, tels les Ptéropodes qu'on rencontre depuis la Haute-Alsace jusqu'au bassin de Mayence accumulés localement. Les Ostracodes sont assez rares.

Le nombre des carottes contenant chaque espèce est noté plus loin¹, ainsi que la quantité des individus dans chaque carotte. Il est important, pour connaître la biocénose d'une région, de savoir si une espèce se rencontre fortuitement ou si elle est abondante. Les espèces les plus fréquentes sont : une espèce d'origine septentrionale, *Thyasira unicarinata* et des espèces de faciès, *Yoldia deshayesi*, *Nucula chasteli* qui sont en même temps cosmopolites. Le seul Échinide, la seule Huître que nous avons décrits, sont des animaux de vase et d'origine nordique. Ils n'ont pas pénétré plus au S que la Haute-Alsace. Les Telliuidés et Lucinidés sont des animaux de vase sableuse. Les animaux qui abondent dans les faciès sableux (Sables marins)², comme *Chlamys*, *Pectunculus*, *Cytherea*, *Cassidaria*, *Natica* sont très rares ou absents ici. La presque complète absence des *Pleurotoma*, si abondants dans le « Septarienton », est un fait assez surprenant.

À part les Foraminifères qui permettent d'établir des zones locales³, il n'y a pas d'espèce caractéristique de niveau. Les plus communes se rencontrent dans tout le Rupélien (Marnes à Cyrènes exclues). Ce niveau supérieur, mal délimité près de Pechelbronn, est bien représenté dans la partie occidentale du bassin pétrolifère (Truchtersheim, Kolbsheim). Les espèces les

1. Voir p. 72, la statistique des espèces.

2. GILLET et THÉOBALD. Les sables marins de Dannemarie. *Bull. Serv. Carte géol. Als. et Lor.*, III, p. 37, 1936.

3. R. BARBIER. Étude micropaléontologique des terrains stampiens du district d'Ohlungen. *Bull. Serv. Carte géol. Als. et Lor.*, V, p. 7, 1938.

plus euryhalines parmi celles des niveaux inférieurs subsistent¹. Le cycle sédimentaire oligocène se termine par les dépôts continentaux dits : grès à plantes de Schwabwiller.

DESCRIPTION DES ESPÈCES.

BRYOZOAIRE

Smittipora sp.

Pl. IV, fig. 19.

Moule interne d'une colonie (dét. Buge). Le genre existe du Crétacé à l'époque actuelle.

MOLLUSQUES

Yoldia deshayesi DUCHASTEL.

Pl. IV, fig. 1, 1a.

Voir la synonymie dans Maikovsky 1941, Étude pal. et stratigr. du bassin potassique d'Alsace, p. 23 figuré pl. III, fig. 23-24).

Se trouve à tous les niveaux des marnes à Foraminifères d'Alsace et dans le sondage de Kembs, rarement dans les schistes à Poissons. Peut atteindre une vingtaine de mm.

Test très épais à côtes fortes et irrégulières ; région postérieure de la coquille anguleuse, région antérieure arrondie. Crochets peu proéminents et ronds. Charnière visible dans l'exemplaire de la fig. 1a (Pl. IV).

Répandu dans tout l'Oligocène surtout marneux d'Europe.

PRINCIPAUX SONDAGES où l'espèce a été rencontrée : 1568, 118, 20 m — 119, 60 m — 1855, 90, 91 m — 2270 (couches à *Meletta*), 322, 50 m, 323 m, 408, 50 m, 407, 99 m — 2428, 126 m, 340, 50 m, 408 m — 2430, 199 m — 2585, 71 m — 2855, 10-17 m — 2969, 75, 50 m — 3037, 92 m ; Chantier Dachstein, 342 m ; Puits III, 16 m, Puits d'asphalte de Lobsann.

Nuculana gracilis DESH.

Fig. 1 dans le texte.

1928. *Leda gracilis* DESH. in J. Zinndorf. Die Versteinerungen aus dem Tertiär Ablagerungen von Offenbach am Main. I. Teil. Die Con-

1. R. SCHNAEBELÉ, *Mém. Carte géol. Als. et Lor.* 7, p. 70, 1948, cite dans le sondage de Hohlwiller *Ostrea cyathula*, dans ceux de Truchtersheim et de Bernolsheim la même espèce plus *Cerithium margaritaceum* et *Cyrena semistriatula*. Cette faune sera prochainement décrite.

chilien des Rupeltons. Bericht über die Tätigkeit des Offenbacher Vereins f. Naturkunde., p. 44.

Un échantillon d'1,5 cm engagé dans la gangue (marnes à Foraminifères); se distingue de *N. galeotti* par le bord postérieur de la coquille

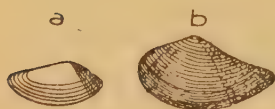


FIG. 1.

Nuculana gracilis DESH.

1 a, moule interne engagé dans la marne $\times 4$. Bruderhaus, 198 m; 1 b, type de Sandberger $\times 4,5$.

plus aigu et délimité par un sillon plus profond, le bord antérieur anguleux au lieu d'être arrondi. Il est possible qu'il y ait passage entre les deux espèces. Vaste répartition géographique: le type vient des Sables d'Etampes. (Jeurre, Etrechy, Morigny), Rupélien de Suisse (Jura bernois), Meeressand du bassin de Mayence, Rupélien de l'Allemagne du

Nord (abondante), Cassélien de Sternberg et de Cassel, Rupélien et Cassélien du Jutland.

SONDAGE : 2530, 197 et 198 m. Puits III, 16 m, Péchelbronn.

Nuculana (Saccella) galeotti NYST.

Pl. IV, fig. 2 et fig. 2 dans le texte.

1866. *Leda galeottiana* VON KOENEN. Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna des Norddeutschen Tertiärgebirges, *Palaeontogr.* XVI, p. 153, pl. XIII, fig. 2 a-h.

Quelques échantillons des marnes à Foraminifères. Coquille triangulaire à région postérieure déprimée; côté antérieur arrondi, côté postérieur aigu dans le type, ici émoussé. Côtes concentriques très faiblement marquées. L'exemplaire figuré est un moule pyriteux. Deux exemplaires nacrés non dégageables (fig. 2 b et 2 c) laissent voir la trace des dents.

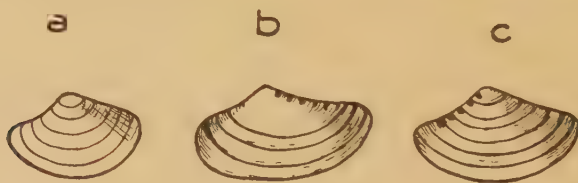


FIG. 2. — *Nuculana galeotti* NYST.

2 a, moule interne engagé dans la gangue; 2 b, 2 c, id. avec trace de dents $\times 3,75$. id.

RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE : Apparaît en Belgique dans le Bruxellien (Lutétien), en France et en Grande-Bretagne dans le Lutétien et Lédien; Lattorfien de Lattorf, Rupélien de Magdeburg, Wemmélien de Wemmel (Belgique).

SONDAGE : 2350, 197 m, 198 m; 2564, 81 m, 60 m.

Nuculana corbuloides von KOENEN.

Fig. 3 dans le texte.

1867. *Leda corbuloides* von KOENEN. Beitrag zur Kenntniss der Mollusken Fauna des norddeutschen Tertiärgebirges, *Palaeontogr.* XVI, p. 153, pl. XIII, fig. 3 a -f.

FIG. 3. — *Nuculana corbuloides* von KOENEN.3 a, 3 b, type de l'espèce : 3 c, moule interne engagé dans la marne $\times 4,5$, id.

Quelques exemplaires des marnes à Foraminifères ont le côté antérieur de la coquille moins arrondi, le côté postérieur moins aigu que dans le type. Ils se rapprochent de la figure *d* de von Koenen à coquille moins triangulaire, à crochets moins proéminents que sur la figure *f*. Lattorfien d'Allemagne du Nord.

SONDAGES : 2350, 198 m, 197 m.

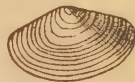
Nuculana perovalis von KOENEN.

Pl. IV, fig. 3 et fig. 4 dans le texte.

1867. *Leda perovalis* von KOENEN. Beitrag zur Kenntniss der Mollusken Fauna des norddeutschen Tertiärgebirges, *Palaeontogr.* XVI, p. 153, pl. XIII, fig. 4.

Quelques moules en pyrite ou avec trace de test ; coquille moins régulière que le type qui montre l'espèce la plus équilatérale du genre. Côtes concentriques.

Mines d'asphalte de Lobsann — Lattorfien de Lattorf.

FIG. 4. — *Nuculana perovalis* von KOEN.

Moule interne engagé dans la gangue $\times 4$. Puits de Lobsann.

Nucula greppini DESH.

1936. *Nucula greppini* DESH. in Gillet et Théobald, 1936. Les sables marins de l'Oligocène du Haut-Rhin. *Bull. Serv. Carte géol. Als. et Lor.*, t. III, p. 32, fig. 15 et 16.

Un moule interne des marnes à Foraminifères de Lobsann. Coquille triangulaire, crochets élevés, hauteur et largeur égales. Impression des muscles adducteurs visible.

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE : Rupélien : Jura bernois, Meeres-sand et Schleisand du bassin de Mayence, sables de Berg, sables d'Étampes, Mines d'asphalte de Lobsann, près Pechelbronn.

Nucula chasteli NYST.

Pl. IV, fig. 4.

Voir la synonymie dans Maïkovsky, *loc. cit.*, p. 24, pl. III, fig. 21 et 22.

C'est une des espèces les plus abondantes des marnes à Foraminifères d'Alsace, également dans le sondage de Kembs. Les lamelles profondes et irrégulières du test sont visibles lorsque la couche supérieure est enlevée¹. Cette dernière consiste en fines côtes radiales séparées par des espaces très étroits. Écusson bien marqué. *N. piligera* SANDR. et *N. lyelliana* BOSQ. ont le test également pectiné, mais la forme est très différente dans la deuxième espèce. Le type de l'espèce vient des argiles de Boom en Belgique (Rupélien). Elle abonde dans le Septarienton de l'Allemagne du Nord et du bassin de Mayence.

SONDAGES : 1531, 166, 80 m, 167, 70 m. — Mines d'asphalte de Lobsann, fouille maison Banzet, Durrenbach : 1568, 118, 20 m, 119, 60 m — 1855, 167 m, 170 m, 172, 50 m, 180, 60 m — 2350, 192 m — 2428, 123 m — 2430, 235 m — 2578, 75, 40 m — 2591, 97, 80 m — 2662, 92, 20 m — 2855, 10 m, 17 m — 2969, 79, 50 m — 3037, 89 m. — Puits III, 16 m. — Dachstein, 342 m et 345, 20 m.

Arca decussata NYST.

Pl. IV, fig. 5, 5 a.

1843. Nyst. Description des Coquilles et Polypiers fossiles des terrains tertiaires de la Belgique, p. 258, pl. VI, fig. II.

Coquille très inéquilatérale, crochets arrondis peu marqués, bord antérieur arrondi, bord postérieur rectiligne, test finement treillissé par des côtes concentriques recoupant des longitudinales, carène peu marquée délimitant la région postérieure convexe. Un moule de limonite lisse.

Le type vient des argiles de Boom et de Basele.

SONDAGE : 2583, 170 m.

Chlamys hofmanni GOLDF.

Pl. IV, fig. 6, 6 a.

1941. *Aequipecten* sp. Maïkovsky, *loc. cit.*, p. 32, pl. IV, fig. 35.

1944. J. Roger. Révision des Pectinidés de l'Oligocène du domaine nordique, *Mém. Soc. Géol. Fr. Nouv. sér.*, t. XXIII, n° 50, p. 17, pl. I, fig. 3, 3 a, 3 b.

L'espèce appartient au groupe de *Chlamys bifidus* MÜNST., mais a une beaucoup plus grande taille. Deux moules internes et une empreinte externe avec quelques débris de test viennent de Lobsann. Les oreilles

1. Voir SANDBERGER. Mainzerbecken, pl. XXVIII, fig. 7 b.

sont presque égales ; sur la valve gauche, seule représentée ici, presque plate, il y a des oreilles rectilignes, la postérieure légèrement courbée. L'ornementation consiste en nombreuses petites côtes fines avec des espaces presque doubles d'elles et recoupées par des côtes concentriques. Une description détaillée est donnée par Roger.

Le type vient de l'Oligocène supérieur de Westphalie, à Lippe également et dans le sondage de Kembs (Bade).

Chlamys schnitgeri SPEYER.

Fig. 5 dans le texte.

1866. *Pecten schnitgeri* SPEYER. Die Oberoligocänen Tertiärgebilde und deren Fauna im Fürstentum Lippe-Detmold. *Palaeontogr.* XVI, p. 48, pl. V, fig. 1 a-c.

Test lisse, avec côtes rayonnantes fines et espacées, autant qu'on en puisse juger par les débris de test visibles sur le moule externe. Un moule interne montre aussi des restes de test. La valve gauche figurée ici a une oreille avec des côtes rayonnantes et une avec des côtes d'accroissement seulement (la postérieure) ; sur le type les oreilles sont égales et les côtes rayonnantes à peine marquées.

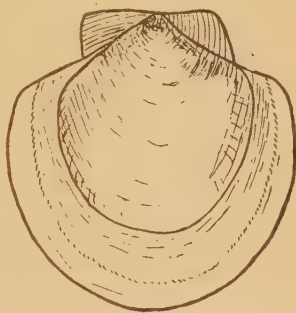


FIG. 5. — *Chlamys schnitgeri* SPEYER réd. de 1/4. Hermerswiller, 312 m.

Le type vient de l'Oligocène supérieur de Lippe-Detmold. Il est probable qu'il doit entrer en synonymie avec une autre espèce¹ : Speyer n'a figuré que la moitié supérieure de la coquille.

Camptonectes corneum Sow.

Pl. IV, fig. 7.

1936. *Eburneopecten corneum*. G. Glibert. Faune malacologique des Sables de Wemmel, *Mém. Mus. Bruxelles*, n° 78, p. 52, pl. II, fig 2.

1944. *Amussium corneum* Sow. in Roger, *loc. cit.*, p. 6.

Voir la synonymie complète dans Glibert et Roger.

Cossmann² a séparé l'espèce oligocène sous le nom de *Pseudamussium tournoueri* à cause de caractères qui paraissent de peu d'importance. Trois exemplaires (moules internes) des marnes à Foraminifères appartiennent à deux valves droites et une valve gauche. L'une des valves (droite) se rapporte à la fig. 1 de von

1. Roger le rapproche de *C. stettinensis* v. KOEN.

2. COSMANN. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, Pal., t. XXIV, 1-2, n° 55, 1922, p. 182.

Koenen¹ à oreilles petites et égales, de là le rapprochement de l'espèce fréquent avec *Entolium*, l'autre valve a des oreilles inégales, l'une d'elles portant une échancrure byssale.

Maïkovsky² a figuré un exemplaire du bassin de la potasse du niveau à *Textilaria carinata* des marnes à Foraminifères; on le trouve dans le même horizon, dans le sondage de Kembs.

RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE : Éocène suisse (Lutétien, Bartonien), anglais (London clay), italien. En France, Lutétien et Priabonien, couches sup. de Biarritz (Oligocène); en Belgique, sables et argiles de Wemmel, d'Assche (Olig. sup.). En Allemagne, Lattorfien, Asié Centrale.

Pycnodonta queteleti Nyst.

Pl. IV, fig. 8.

1893. *Ostrea (Gryphaea) Queteleti* VON KOENEN. Das Norddeutsche Unter-Oligocän und seine Mollusken-Fauna. *Abhandl. preuss. geol. Landesanst.*, Lief. V, p. 4005, pl. LXIII, fig. 4-8, pl. LXIV, fig. 1 a, b, 2 a, b, 3.

1928. *Gryphaea cochlear* L. MEYER. Oligocène du Belfortais. *Bull. Serv. Carte géol. Als. et Lor.*, 1, 3, p. 177.

Une seule valve droite inférieure a été rencontrée dans les marnes à Foraminifères; le crochet est écrasé, l'intérieur de la coquille est caché par la gangue, l'area ligamentaire est étroit. La fig. 1 de la pl. LXVI de von Koenen, variété étroite et convexe, se rapporte à notre échantillon. La région umbonale large fait rattacher l'espèce au genre *Pycnodonta*. Le type figuré par Nyst³ représente une variété très élargie, étalée sur le substratum; ces caractères sont plus marqués que dans la fig. 4 de la pl. LXIII von Koenen.

Jusqu'à présent, uniquement décrite dans le Lattorfien; à Lattorf, dans le Limbourg belge, dans la région W de la mer d'Aral. Elle semble cantonnée dans les régions nordiques.

SONDAGE : 2651, 26,50 m. Biblisheim.

Thyasira unicarinata Nyst.

Pl. IV, fig. 9, 9 a.

1913. *Cryptodon unicarinalus* Nyst. in Harder, Aarhus, p. 58, pl. 4, fig. 20.

Espèce caractéristique des marnes à Foraminifères de Basse-Alsace et de Bade. On ne la trouve pas en Haute-Alsace. Elle est également d'origine nordique. Elle n'est cependant pas décrite

1. VON KOENEN. Das N.-Deutschen Unter-Oligocän, etc. *Abhl. geol. Spezialkarte Preussen*, X, 5, pl. 67.

2. *Loc. cit.*, pl. III, fig. 33.

3. Fossiles des terrains tertiaires de la Belgique, 1813, pl. 32, fig. 2.

du bassin de Mayence. Les moules sont épigénisés en limonite ; aucune coquille n'est conservée. La charnière a été figurée par Nyst¹.

T. obtusa BEYR. du même étage a la coquille plus élargie, la lunule moins large, la région postérieure moins déprimée, le pli de la région postérieure moins marqué. Rapport de la largeur à la hauteur : 1. Chez *T. unicarinata* il est un peu supérieur à 1. La lunule est profonde chez *T. unicarinata*, l'écusson et le corselet bien délimités. La coquille varie de formes étroites à écusson réduit à des formes plus ou moins larges.

DISTRIBUTION GÉOGRAPHIQUE : Espèce cantonnée dans les faciès vaseux. « Rupelton » du bassin de Mayence, de Belgique, de l'Allemagne du Nord, de Jutland, du Schleswig.

SONDAGES : 1568, 119,20 m — 2855, 10-17 m — 2969, 60,50 m — 3037, 92 m — 3244, 109,80 m. Puits asphaltique de Lobsann ; Puits III, 16 m.

Jagonia squamosa LMK.

Pl. IV, fig. 10 et fig. 6, 6 a dans le texte.

1863. *Lucina squamosa* LK. in Sandberger. Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens, p. 329, pl. XXVII, fig. 2 c.

Quelques exemplaires des schistes à *Amphisile*, dont un engagé dans la gangue et un dont les deux valves sont étalées. Il montre les côtes concentriques recoupées de côtes rayonnantes (à la loupe elles forment un fin treillissage). Lorsque la partie supérieure du test est usée la coquille ne montre que des côtes concentriques ; elles sont plus serrées que chez *P. annulifera* SANDB., plus espacées que dans *Lucina tenuistriata* NILS. La coquille est très inéquilatérale, le bord postérieur étant deux fois plus long que l'antérieur. La charnière a été figurée par Sandberger², elle présente des dents latérales.

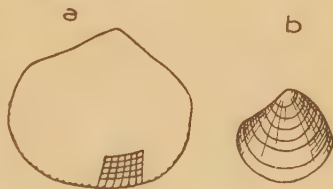


FIG. 6. — *Jagonia squamosa* LMK.
a, détail du test grossi 4 fois ; b, moule engagé dans la marne × 2. Reimerswiller, 153 m.

DISTRIBUTION GÉOGRAPHIQUE : Dans le sondage de Kembs (Bade), Meeressand du bassin de Mayence, sables de Fontainebleau (assez fréquente).

SONDAGE : 2374, 196,50 m — 2585. 147,30 m et 153 m (schistes à Poissons) — 2591, 88,50 m — 2784, 61 m (marnes à Foraminifères).

1. *Loc. cit.*, pl. VI, fig. 13 d, d'.

2. 1863. Mainzerbecken, pl. XXVII, fig. 2.

Pseudolucina? annulifera SANDB.

Pl. IV, fig. 11, 11 a et fig. 7 dans le texte, détail du test.

1863. *Lucina annulifera* SANDBERGER. Die Conchylien des Mainzer-Tertiärbeckens, p. 328, pl. XXVII, fig. 3.1941. *Lucina annulifera*. Maikovsky, loc. cit., p. 26, pl. 26, fig. 26, 26 a.

L'unique coquille venant des schistes à *Amphisile* est écrasée, ce qui explique sa forme quadrangulaire. Le type de l'espèce a un galbe arrondi. Les côtes concentriques forment de larges lamelles de taille inégale. La charnière n'a pas été figurée, ce qui empêche de préciser la position systématique de l'espèce. Le type de Sandberger vient des marnes à Cyrènes des environs de Kreuznach; l'espèce abonde à un certain niveau des schistes à *Amphisile* de Froidefontaine (Belfort), à Kembs (Bade).

SONDAGE : 2585, 153 m.

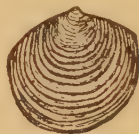
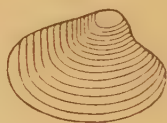
FIG. 7. — *Pseudolucina? annulifera* SANDB. $\times 1,5$.FIG. 8. — *Aloidis angulata* SPEYER $\times 4$, Merkwiller, 120 m.*Aloidis (Lentidium) angulata* SPEYER.

Fig. 8 dans le texte.

1864. *Corbulomya angulata* SPEYER. Die Tertiaerfauna von Söllingen bei Jerxheim, etc. *Palaeontogr.*, IX, p. 295, pl. XLI, fig. 9 a-g.

Un exemplaire engagé dans la gangue et qui laisse voir la charnière vient des marnes à Foraminifères. C'est la variété de la fig. 9 de Speyer. Coquille nettement inéquilatérale, crochets arrondis, bord antérieur convexe, bord postérieur rectiligne, côtes concentriques, bien marquées, se rebroussant sur la carène postérieure et se poursuivant en ligne droite sur l'arée postérieur.

Rupélien du bassin de Mayence, de l'Allemagne du Nord et du Centre.

A. longirostris DESH. de la région parisienne, mis en synonymie par von Koenen¹ semble une espèce distincte.

SONDAGE : 2850, 120 m.

1. VON KOENEN. *Palaeontogr.* XVI, p. 263, 1868.

Psammobia angusta SPEYER.

Fig. 9 dans le texte.

1884. *Psammobia angusta* SPEYER. Die Bivalven der Casseler Tertiär — Bildungen. *Abhandl. preuss. geol. Landesanst.*, IV, 4, pl. IV, fig. 16-19, et pl. V, fig. 1 et 2.

Un moule interne qui laisse voir l'empreinte du cuilleron vient des marnes à Foraminifères. Il répond à la fig. 18 de Speyer. Le bord postérieur ovale est plus étroit que le bord postérieur qui est rectiligne et oblique. Sur certaines variétés de Speyer, il est arrondi. Crochet rectiligne à peine marqué; côtes concentriques nettes; ligne cardinale postérieure rectiligne.

P. plana DESH. a les mêmes caractères exagérés : bord antérieur plus étroit, bord postérieur plus large. Sannoisien des environs de Paris et Meeressand du bassin de Mayence.

P. Sandbergeri VON KOENEN du Lattorfien de Lattorf présente aussi un bord postérieur très développé, rectiligne, avec un bord cardinal postérieur rectiligne et un bord antérieur beaucoup moins développé et arrondi que dans *P. angusta*. Elle provient aussi du Rupélien de Söllingen.

P. Fischeri KISSL. du Rupélien suisse a le bord postérieur marqué par une carène très prononcée; la forme générale est très proche.

SONDAGE : 2775, 312 m.

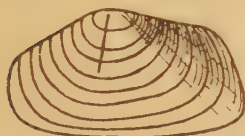


FIG. 9. — *Psammobia angusta* SPEYER. $\times 1/4$. Hermerswiller, 312 m.



FIG. 10. — *Abra gaasensis* COSM. Gr. nat. Hermerswiller, 313 m.

Abra gaasensis COSM.

Fig. 10 dans le texte.

1921. *Abra gaasensis* COSMANN. Synopsis illustré des Mollusques de l'Éocène et de l'Oligocène en Aquitaine. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, XXIII, 3, 4, Mém. n° 55, pl. II, fig. 20, et pl. V, fig. 49, 50.

Un exemplaire des marnes à Foraminifères, encroûté dans la gangue, semble se rapporter à l'espèce du Stampien d'Aquitaine. C'est une contre empreinte sur laquelle n'est visible ni le sinus palléal, ni la trace des dents. Aussi est-il difficile de déterminer le genre avec certitude. Le bord antérieur de la coquille est arrondi, le bord postérieur

anguleux ; le crochet, submédian, est à peine proéminent ; les plis d'accroissement sont plus marqués du côté anal. L'espèce ne semble pas exister dans le « Rupelton ».

Abra Bosqueti SEPP. s'en distingue par le bord antérieur rectiligne au lieu d'être arrondi, le bord postérieur arrondi.

SONDAGE : 2775, 313 m.

Cuspidaria sp.

Pl. IV, fig. 12 et fig. 11 dans le texte.

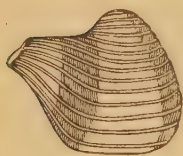


FIG. 11. — *Cuspidaria* sp. $\times 5$, Schwabwiller SE, 157, 30 m.

Aucune espèce décrite ne se rapporte à notre unique échantillon des marnes à Foraminifères. De *Neaera reticosa* von KOENEN¹ elle a les crochets élevés, l'épaisseur et la partie siphonale triangulaire. Mais il n'y a pas de côtes rayonnantes recoupant les côtes concentriques. Ces dernières sont épaisses comme dans *N. reticosa*, séparées par des espaces aussi larges qu'elles. La portion siphonale est brisée ; elle devait se terminer en pointe assez aiguë.

SONDAGE : 1531, 157,30 m.

Odostoma sp.

Pl. IV, fig. 13.

Un seul échantillon des marnes à Foraminifères : trois tours de spire arrondis (le premier est brisé), avant-dernier tour anguleux. Un fragment de tour de Lobsann met en évidence le test strié.

SONDAGE 2585, 164 m.

Vermetus sp.

Coquille droite, quelques exemplaires des marnes à Foraminifères.

SONDAGE : 3443, 180,60 m.

Lacuna ? labiata SANDB.

Pl. IV, fig. 14.

Dépression ombilicale, ouverture ovale, dernier tour double de l'avant-dernier. Quelques mm de hauteur. Test presque lisse, légères stries concentriques.

Mines de Lobsann.

1. Mitteloligocaen von Norddeutschland, *Palaeontogr.* XVI, p. 265, pl. XXX, fig. 3, 1868.

Phasianella sp.

Pl. IV, fig. 15.

Spire à tours globuleux, le dernier tour trois fois plus grand que le reste de la spire qui se compose de deux tours. Ouverture de la coquille large et ovale : fines stries sur le test ; un seul exemplaire des marnes à Foraminifères ; taille 2 mm.

Spire moins développée que dans *P. multicingulata* SANDB., dernier tour moins haut.

SONDAGE : 3443, 180,60 m et 183,60 m.

Benoistia cf. *boblayi* DESH.

Fig. 12 dans le texte.

1824. *Cerithium boblayi* DESHAYES. Description des coquilles fossiles des environs de Paris, II, p. 423, pl. LXI, fig. 1-4.

Un échantillon écrasé dans la gangue vient des marnes à *Amphisile*. Les tours de spire sont ornés dans le type de 2 à 4 rangs de tubercules transversaux entourés par des filets ou des tubercules deux



FIG. 12. — *Benoistia* cf. *boblayi* DESH. $\times 2$ et 3,5, Kleinfrankenheim, 269 m.

fois plus épais. Au niveau de la suture qui sépare les tours, la coquille est lisse ; 6 tours sur 7 sont ici visibles. Ils portent uniquement une rangée de gros tubercules séparés par des filets suturaux. Des stries d'accroissement traversent tous les tours.

Le type vient de l'Aquitainien de Montmorency et de Versailles. L'espèce est citée dans le Stampien de Jeurres, près d'Étampes ; Wenz la cite aussi dans le Meersand du bassin de Mayence.

SONDAGE : 2787, 269 m.

Aporrhais speciosus SCHLOT.

Voir la synonymie dans S. Gillet et N. Théobald, 1936. Les sables marins de l'Oligocène du Haut-Rhin, p. 64.

Les exemplaires recueillis dans les marnes à Foraminifères et dans les calcaires asphaltiques de Lobsann sont, soit à l'état de moule, soit en coquilles fragmentaires se présentant comme

les figures de Kissling, 1 et 17 de la pl. III¹ ou celles de Hass, 9 et 10, pl. 11².

RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE : Meeressand de Dannemarie (Haut-Rhin), marnes à Foraminifères de Wiesloch (Bade), couches à *Chenopus* à la base du Meeressand en Allemagne du Centre et du Nord. Dans le Bassin de Paris, sables de Jeurre, Morigny et Pierrefitte ; en Belgique, sables de Berg, argile de Boom, sables de Voort. Rupélien du Jura bernois, tous les niveaux de l'Oligocène dans le Schleswig-Holstein et le Jutland : Lattorfien des bords de la mer d'Aral ; Chattien de Hongrie centrale.

On trouve dans le bassin de la potasse, au même niveau, *Chenopus tridactylus*, espèce très voisine³.

Euspira (Lunatia) achatensis de KON.

Pl. IV, fig. 16.

Voir la synonymie dans Gillet et Théobald, *loc. cit.*, p. 63 (sous le nom de *Natica achatensis*).

L'espèce est la même que *Natica nysti*. Plusieurs moules en limonite se trouvent dans les marnes à Foraminifères, notamment à Lobsann.

SONDAGE : 1531, 157, 80 m.

RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE : Dans tout l'Oligocène d'Europe occidentale du Lattorfien au Rupélien supérieur.

Sigaretus sp ?

1884. Andraea, *loc. cit.*, pl. XI, fig. 9.

Quelques moules internes indéterminables de Soulz-en-Forêt.

Galeodea nodosa SOL.

1914. *Cassidaria nodosa* K. ROTH VON TELEGD. Eine oberoligozäne Fauna aus Ungarn. *Geol. Hungarica*, I, 1, p. 28.

C'est à la variété *depressa* BUCH, forme courte et arrondie, qu'appartiennent les échantillons des marnes à Foraminifères. Quelques moules internes d'une partie des tours viennent du puits de Lobsann (même niveau). D'après Roth v. Telegd, la variété *quadricosta* prédomine au Lattorfien, la variété *depressa* au Rupélien et la variété *buchi* BOLL. au Cassélien.

1. *Mém. Soc. paléont. suisse*, XXII, 1895.

2. *Mitteloligocän von Itzehoe* 1889.

3. MATKOVSKY V. *Loc. cit.*, p. 38, pl. V, fig. 48.

Fusinus elongatus Nyst.

Pl. IV, fig. 17 et fig. 17 a.

Voir la synonymie principale dans Gillet et Théobald, les Sables marins de l'Oligocène du Haut-Rhin. *Bull. Serv. Carte géol. Als. et Lor.*, III, p. 62.

Espèce très commune à tous les niveaux de l'Oligocène, dans tous les faciès. Quelques échantillons des marnes à Foraminifères de Pechelbronn.

L'un montre deux tours 1 1/2. L'extrémité de la spire est brisée. Il correspond à la fig. 5, pl. XVII de Sandberger ¹. C'est également la variété à spire courte figurée par Wolff ², mais le dernier tour est moins développé. La coquille montre une ornementation vigoureuse : stries longitudinales sur tout le test et bourrelets longitudinaux bien espacés, recoupés par des filets spiraux de trois tailles. 1^{er} tour également moins globuleux que sur le type de von Koenen ³. L'exemplaire de la fig. 16 a laisse voir une ornementation peu vigoureuse conservée seulement sur le 3^e tour.

DISTRIBUTION GÉOGRAPHIQUE : En Alsace, sables de Dannemarie ; Bassin de Mayence : Meeressand, Septarienton, Schleichsand ; Allemagne centrale : Cassélien ; Allemagne du Nord : Lattorfien, Septarienton ; Bavière méridionale : Rupélien ; Belgique : Argile de Boom, sables de Berg, sables de Voort (Rupélien et Cassélien) ; Bassin de Paris : sables de Jeurres, Morigny et Pierre-fite (Stampien inf. et sup.).

SONDAGE : Puits Lobsann, 2651, 83 m — 2243, 180 m et 190 m — 1534, 157,80 m.

Fusus cf. *deshayesi* de KON.

1843. *Fusus deshayesi* de KON. in Nyst. Coquilles et Polypiers fossiles de Belgique, p. 502, pl. XL, fig. 3.

Un seul tour de spire de la coquille montre sept bourrelets verticaux pour un demi-tour de spire ; de fines stries horizontales les recourent.

Fusus mitgawi von KOENEN, du Rupélien de Söllingen, présente des bourrelets plus épais et moins espacés ⁴.

1. Mainzerbecken, 1863.

2. Die Fauna der Südbayerischen Oligocänmolasse, *Palaeontogr.* 43, 1897, pl. XXVI, fig. 30.

3. Nord Deutschen Unter-Oligocän, etc., pl XV, fig. 1, 2. 1889.

4. Von KOENEN. Das marine Mittel-Oligocän Nord Deutschlands und seine Mollusken-Fauna, *Palaeontogr.* p. 74, pl. 1, fig. 4 a, b, 1887.

29 novembre 1949.

Bull. Soc. Géol. Fr. (5) XIX. — 5

Fusus erraticus DE KON.

Fig. 13 dans le texte.



FIG. 13. —
Fusus erraticus DE KON.
Gr. nat. Chantier Dachstein, 357,50 m.

1837. *Fusus erraticus* DE KONINCK. Coquilles fossiles de Basele, Boom, etc., p. 49, pl. II, fig. 5.

Un exemplaire engagé dans la marne (niveau à Foraminifères), se rapporte à l'espèce belge décrite comme très rare. Elle est caractérisée par la convexité des tours de spire, déprimés à leur partie supérieure et par la carène triple des tours ; le dernier, seul visible, en a six, plus trois ou quatre sur l'extrémité du siphon.

Le type a été recueilli dans les argiles de Boom et de Basele. Il est cité à Itzehoe dans le Schleswig-Holstein.

Chantier Dachstein, 357,50 m.

Turricula belgica GOLDF.

1928. *Surcula regularis* J. ZINNDORF. Die Versteinerungen aus den Tertiärablagerungen von Offenbach am Main. I Die Conchylien des Rupeltones (Septarientones), p. 17, pl. I, fig. 5 et pl. III, fig. 9.

Voir la synonymie partielle dans ce dernier travail.

Un fragment de coquille limonitisée (deux derniers tours) vient des marnes à Foraminifères. C'est la variété *belgica* à tours arrondis. La variété *regularis* se distingue par ses tours moins convexes qui forment une dénivellation brusque au niveau du tour précédent. Les stries sont visibles, l'extrémité du siphon est brisée.

RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE ET GÉOGRAPHIQUE : Rupélien : argile de Basele et de Boom, bassin de Mayence. Allemagne du Centre et du Nord, Schleswig-Holstein.

Chantier Dachstein, 344 m.

Crenilabium elongatum Sow.

Pl. IV, fig. 18.

1867. *Tornatella ? elongata* Sow. in von Koenen. Das marine Mittel-Oligocän, etc. *Palaeontogr.* XVI, p. 122, pl. VII, fig. 17.

Dernier tour double des tours de la spire qui comprend trois tours, plus un bouton saillant au début du premier tour. Chaque tour est en surplomb sur le précédent. Le test est à peu près lisse. Nous rapprochons la coquille de l'espèce anglaise. Un moule en limonite.

Lattorfien de Lattorf, Rupélien de Söllingen, Cassélien de Cassel, conglomérat de Sternberg.

SONDAGE : 2775, 310,20 m.

Actaeon globosus BEYR.

Fig. 14 dans le texte.

1867. *Tornatella globosa*, in von Koenen. Das marine Mittel-Oligocän, etc. *Palaeontogr.* XVI, p. 124, pl. VII, fig. 16.

L'unique exemplaire rencontré dans les marnes à Foraminifères a la spire beaucoup plus courte que dans le type, suivie d'un dernier tour très globuleux, comme dans le type de von Koenen et celui de Sandberger¹.

Rupélien dans tout l'Oligocène moyen d'Allemagne.

SONDAGES : 3443, 183,60 m ; Chantier Dachstein, 345,20.



FIG. 14. — *Actaeon globosus* BEYR. $\times 2,5$.
Chantier Dachstein, 345,20 m.

Creseis perspectiva FUTT.

Pl. V, fig. 1, 2, 2 a, 2 b

1893. *Creseis perspectiva* FUTTER. Die Tertiärschichten von Grossachsen. *Mitt. bad. geol. Landesanst.*, II, p. 11, fig. 3.

1919. *Creseis perspectiva* FUTTER, in Wagner-Klett. Das Tertiär von Wiesloch in Baden. *Jahresber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver.*, VIII, p. 104.

Avec les nombreux Lagénidés et *Globigerina bulloides* d'ORB., ce Ptéropode est un des rares êtres planctoniques qui nous soit conservé dans le bras de mer rhénan. Il s'est déposé en masse en certains endroits. Il se retrouve, dans le bassin de la potasse, au niveau à *Textilaria carinata* (partie supérieure)².

Cité par Maïkovsky sous le nom de *Creseis maximus* à 338 m et à 343,50 m dans le puits Ensisheim I)³. Il a été également signalé par Wagner⁴ à 473 m dans le puits Ensisheim II.

La plupart des échantillons répondent à la figure de Wagner-Klett, pl. I, fig. 6 a : une série d'entonnoirs ornés de plis bien prononcés s'emboîtent les uns dans les autres. Il y a environ 10 plis par segment. Les forts bourrelets qui délimitent les entonnoirs sont atténués sur certains exemplaires ; on ne voit alors plus qu'une série de bourrelets concentriques. C'est un caractère gérontique car, vers la pointe, légèrement coudée, la délimitation en une série d'entonnoirs subsiste. Les bourrelets y sont assez espacés, puis fins et serrés par places.

Creseis maximus LUDW.⁴ est très proche. Sa variété *densicos-*

1. 1863. Bassin de Mayence, pl. XX, fig. 6 h.

2. *Loc. cit.*, p. 113.

3. La géologie des puits des Mines de potasse de Haute-Alsace. *Mém. Serv. Carte géol. Als. et Lor.*, n° 1, p. 312, 1929.

4. Ludwig R. Pteropoden aus d. Devon in Hessen und Nassau sowie aus dem Tertiärton des Mainzerbeckens. *Palaeontogr.*, XI, 1864, p. 311.

tatus, du Rupelton des environs de Cassel ¹, porte des anneaux très serrés et bien plus nombreux que *C. perspectiva*. Il n'y a pas d'anneaux emboîtés régulièrement les uns dans les autres, mais un bourrelet plus fort de place en place. La variété *laxeannulatus* LUDW. ² a également un nombre beaucoup plus grand d'anneaux.

Le type de *C. perspectiva* vient de Grossachsen, près de Weinheim (Bade). L'espèce se retrouve en abondance, à l'état de moule pyriteux, à Wiesloch, dans la même région, dans les marnes à Foraminifères comme à Pechelbronn. Elle existe aussi dans le Septarienton du bassin de Mayence.

SONDAGES : 1855, 167 m, 178 m, 180,60 m — 2585, 164 m, 165 m — 2787, 283,30 m — 2850, 120 m. Dachstein, 341 m, 342 m, 342,20 m. Fouille Durrenbach.

Siphonodentalium sp.

1890. Andreae, *loc. cit.*, p. 110.

Mines de Lobsann ; les mêmes exemplaires se retrouvent à Wiesloch (Bade).

Dentalium aff. *fritschi* von KOENEN.

1892. *Dentalium fritschi* von KOENEN. Das Norddeutsche Unteroligocæn und seine Mollusken Fauna. Abhandl. geol. Spezial-Karte Preussens, X, 4, p. 988, pl. LIX, fig. 13.

Un exemplaire des marnes à Foraminifères. Coquille légèrement courbée se rapprochant de l'espèce du Lattorfien d'Allemagne du Nord. Il y a tous les passages aux variétés rectilignes. Ce n'est donc pas un caractère spécifique. Le test est lisse. La fente n'est pas conservée ici, sa présence n'est pas constante.

Le type vient du Lattorfien de Lattorf.

SONDAGE : 1568, 119,20 m.

Dentalium Kickxii NYST.

1863. *Dentalium Kickxii* NYST in Sandberger. Mainzer Becken, p. 182, pl. XIV, fig. 6, 1 a-6 d.

Quelques débris de coquilles droites à côtes bien marquées viennent des Mines de Lobsann. Marnes à Foraminifères.

1. BLANCKENHORN M. Pteropodenreste aus dem Oberen Kreide Nord-Syriens und aus dem hessischen Oligocæn. *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.*, 1889, p. 601, pl. 22, fig. 10, 11.

2. Voir note 4, page précédente.

CRUSTACÉS

Galathea nov. sp.

Pl. V, fig. 3, 3 a, 3 b et fig. 15 dans le texte.

Premier Anomoure décrit dans l'Oligocène, à ma connaissance.

Un moule et une contre-empreinte du test provenant des marnes à Foraminifères. Le céphalo-thorax seul est conservé; les antennes ont disparu; le début du rostre est visible; sa largeur le distingue du genre *Munida*; mais on ne peut voir s'il est denté, ce qui permettrait d'affirmer que l'animal est un *Galathea*. Ce sont les stries transversales du test qui m'ont fait ranger le fossile dans le genre *Galathea*. La région céphalique est triangulaire, à angle largement ouvert. Elle est séparée en une partie stomachale médiane qui se prolonge par le rostre et en deux parties latérales glandulaires. Le sillon cervical est ovale, puis rectiligne. Le thorax est délimité par un profond sillon.

Aucun appendice n'est conservé. Les festons du bord des plèvres, caractéristiques des *Galathea* sont visibles. Les articles du thorax sont au nombre de 12, ceux du céphalon au nombre de 8. La région péricardique est triangulaire, sa partie inférieure formant un angle assez largement ouvert; la région branchiale, de largeur à peu près égale à la précédente, la borde latéralement. Les épines qui garnissent les plèvres sont conservées d'un côté seulement.

Palaeomunida defecta LOER.¹ de l'Éocène ne se rapproche que par la forme générale. *Galathea affinis* RISTORI² de l'Astien est une espèce très semblable. *G. munidoides* SEGERBERG est très proche. Il provient du Danien de Suède (Faxé)³.

SONDAGE : 2969, 73 m.

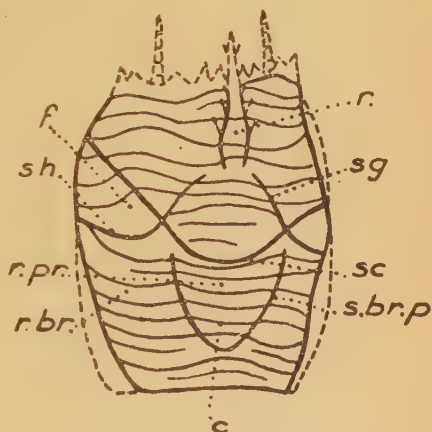
FIG. 15. — *Galathea* sp.

Schéma des fig. 3 a, 3 b de la Pl. V.

r = rostre; s. gr. = sillon gastro-orbitaire; s. h. = sillon hépatique; s. c. = sillon céphalique; s. br. p. = sillon branchio-péricardique; r. br. = région branchiale; r. pér. = région péricardique; c. = cœur; f. = foie.

1. LOERENTHEY E. Beitrag zur Decapodenfauna des ungarischen Tertiärs *Math. Naturwiss. Ber. aus Ungarn*, XIV, 1898, Budapest.

2. RISTORI G. I crustacei brachiuri e anomuri del Pliocene italiano. *Bull. Soc. geol. Ital.*, V, Roma, 1886.

3. SEGERBERG. De Anomura och Brachyura Dekapoderma inom Skandinavien Yngre Krita. *Geol. Foeren. Foerhandl.*, 201, 22 5, p. 347.

Calianassa michelotti MILNE-EDW.

1919. *C. michelotti* WAGNER-KLETT. Das Tertiär von Wiesloch in Baden. Jahresber Mitt. Oberrhein. geol. Vereins, N. F. VIII, p. 107, pl. II, fig. 1.

Voir la synonymie dans Glaessner M. Fossilium Catalogus, 1929, Crustacea Decapoda, p. 85.

Ce *Thalassininae* est un des Crustacés les plus répandus à l'Oligocène. D'abondants débris de pinces se rencontrent dans les marnes à Foraminifères, les unes se rapportent au 1^{er} péréiopode, les autres au 2^e qui est moins fort.

L'animal a été très rarement rencontré entier.

RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE : Rupelton du bassin de Mayence et de Wiesloch (Base); Cassélien de Sternberg; Helvétien de Piémont et d'Autriche (bassin de Vienne).

SONDAGES : 2428, 126 m — 2270, 322,50 m — 2585, 70 m — 2775, 309 m — 2969, 79,40 m.

Psammocarcinus sp.

Pl. IV, fig. 4 et fig. 16 dans le texte.

1941. *Psammocarcinus* sp. Maïkovsky V. Mém. Serv. Carte géol. Als. et Lor., VI, p. 49, pl. IX, fig. 69 et 69 a; pl. XIV, fig. 101.

Deux débris de Crabe se trouvent, l'un dans les marnes à Foraminifères, l'autre dans les schistes à Poissons.

Ils semblent appartenir à la même espèce que le Crabe du

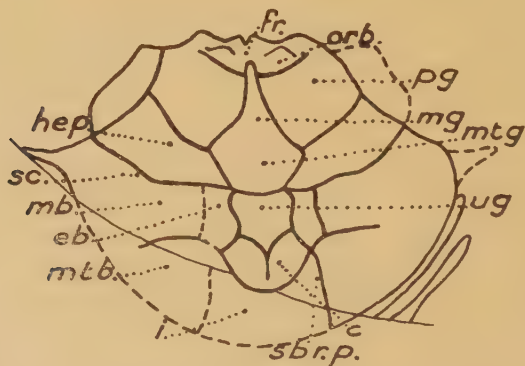


FIG. 16. — *Psammocarcinus* sp. Schéma des fig. 4 de la Pl. V.

Fr. = lobe frontal; orb. = l. orbital; pg. = l. protogastrique; mg. = l. méso-gastrique; mtg. = l. métogastrique; hep. = l. hépatique; ng. = l. urogénital; eb. = l. épibranchial; mb. = l. mésobranchial; mtb. = métabranchial; c. = l. cardiaque; i. = l. intestinal; s. c. = sillon cervical; s. br. = sillon branchial.

bassin de la potasse¹, autant qu'on en puisse juger par ce qui est conservé.

Psammocarcinus hericarti MILNE-EDW. du même étage se distingue par l'absence de pointes au céphalon.

Sur l'exemplaire des schistes à Poissons le moulage des différentes parties anatomiques est visible : lobes oculaire et frontal peu nets, lobe hépatique à la partie supérieure du lobe gastrique, lobe branchial divisé en trois parties dont la gauche inférieure a disparu. Au centre, le lobe gastrique, prolongé par un éperon, le lobe uro-génital, prolongé en selle, le lobe cardiaque en forme de cœur. Deux appendices thoraciques ou pattes marcheuses sont repliées contre la paroi du corps.

SONDAGES : 2775, 299,60 m — Chantier Dachstein, 346,40 m, une pince.

ÉCHINIDES

Aplospatangus acuminatus GOLDF.

Pl. V, fig. 5, 5a.

1889. *Schizaster acuminatus* EBERT. Die Echiniden des Nord und Mittel deutschen Oligocaens. *Abhandl. geol. Spezialkarte Preussen*, IX, 1, p. 47, pl. V, fig. 1-6.

1919. *Schizaster* sp. in Wagner-Klett, Das Tertiär von Wiesloch in Baden. *Jahresber. Mitt. Oberrhein geol. Ver.*, VIII, p. 101, pl. I.

Tous les exemplaires provenant des marnes à Foraminifères de Pechelbronn sont écrasés et déformés. Ce sont des moules internes reproduisant à peu près parfaitement le test. Les ambulacres pairs, fortement en creux, sont très irréguliers. L'ambulacre impair est dans un sillon encore plus profond ; les pores conjugués sont visibles à la loupe. Les ambulacres antérieurs sont environ deux fois plus longs que les postérieurs et fortement divergents. De même que les postérieurs ils ont les extrémités arrondies. Les fascioles péripétales et latéraux ont évidemment partout disparu puisque le test n'est pas conservé. L'appareil apical est peu net : en dehors de la plaque madréporique, englobant deux plaques génitales, les trois autres plaques interradiales sont généralement détruites, ainsi que les plaques radiales. De la face orale, il ne reste que les plaques portant les tubercules des piquants et la bouche, semblable à la figure 2 d'Ebert, c'est-à-dire recouverte par une lèvre bien projetée en avant.

L'espèce se retrouve probablement en Haute-Alsace (piquants signalés par V. Maïkovsky) et à Wiesloch (Bade) au même niveau ; dans le reste de l'Allemagne, elle existe à tous les niveaux

1. Celui-là provient du sondage de Staffelden (98 m de prof.) et du puits Ensisheim 312 à 314,50 m) ; voir V. MAÏKOVSKY, *loc. cit.*, p. 49, pl. IX, fig. 69 et pl. XIV, fig. 101.

de l'Oligocène; en Belgique, dans les argiles rupéliennes de Boom.

SONDAGES : 1568, 118, 10 m-119,60 — 2350, 195 m — 2270, 174 m et 376 m — 2585, 71 m — 2775, 310 m et 313 m — 2969, 77,60 m — 3037, 82 m et 89 m — 3041, 63-74 m — Puits asphaltique de Lob-sann.

PROPORTION DES ESPÈCES DANS LES SONDAGES.

1. Marnes à Foraminifères. 20 sondages étudiés.

Espèce	Nombre de sondages	Proportion d'individus	Espèce	Nombre de sondages	Proportion d'individus
<i>Smittipora</i> sp.	1	Très rare	<i>Vermetus</i> sp.	2	Rare
<i>Yoldia deshayesi</i>	10	Très abondant	<i>Lacuna labiata</i>	2	Rare
<i>Nuculana gracilis</i>	2	Très rare	<i>Phasianella</i> sp.	1	Très rare
<i>Nuculana galeotti</i>	1	Très rare	<i>Apporrhais speciosus</i>	4	Assez rare
<i>Nuculana corbuloides</i>	1	Très rare	<i>Euspira achalensis</i>	3	Assez rare
<i>Nucula chasteli</i>	12	Très abondant	<i>Galeodea nodosa</i>	3	Rare
<i>Nucula greppini</i>	1	Très rare	<i>Fusinus elongatus</i>	2	Très rare
<i>Arca decussata</i>	1	Très rare	<i>Fusus</i> cf. <i>deshayesi</i>	1	Très rare
<i>Chlamys hofmanni</i>	3	Rare	<i>Fusus erraticus</i>	1	Très rare
<i>Chlamys schnitgeri</i>	1	Très rare	<i>Turricula belgica</i>	1	Très rare
<i>Camptonectes corneum</i>	3	Rare	<i>Crenilabium elongatum</i>	1	Très rare
<i>Pycnodonta queteleti</i>	1	Très rare	<i>Actaeon globosus</i>	1	Très rare
<i>Thyasira unicarinata</i>	8	Très abondant	<i>Creseis perspectiva</i>	6	Très abondant
<i>Jagonia squamosa</i>	1	Rare	<i>Dentalium</i> aff. <i>fritschi</i>	1	Assez rare
<i>Pseudolucina</i> (?) <i>annulifera</i>	2	Rare	<i>Dentalium-Kickxii</i>	1	Très rare
<i>Aloidis angulata</i>	1	Très rare	<i>Galathea</i> sp.	1	Très rare
<i>Psammobia angusta</i>	1	Très rare	<i>Calianassa michelotti</i>	5	Assez rare
<i>Abra</i> aff. <i>gaasensis</i>	1	Très rare	<i>Psammocarcinus</i> sp.	1	Très rare
<i>Cuspidaria</i> sp.	1	Très rare	<i>Aplospatangus acuminatus</i>	9	Assez rare
<i>Odostoma</i> sp.	1	Très rare			

2. Schistes à Poissons. 6 sondages étudiés.

Espèce	Nombre de sondages	Proportion d'individus	Espèce	Nombre de sondages	Proportion d'individus
<i>Yoldia deshayesiana</i>	2	Assez rare	<i>Aloidis angulata</i>	1	Très rare
<i>Nucula chasteli</i>	2	Assez rare	<i>Benoistia</i> cf. <i>boblayi</i>	1	Très rare
<i>Jagonia squamosa</i>	1	Très rare	<i>Psammocarcinus</i> sp.	1	Très rare
<i>Thyasira unicarinata</i>	1	Très rare	Pistes de Vers	1	Abondantes

Un certain nombre d'autres espèces, la plupart citées par Andreae (12 espèces), ont été notées dans la liste donnée par R. Schnaebelé¹. *Megerlea haasi* ANDR.² n'a pas été retrouvé dans nos collections. C'est le seul Brachiopode recueilli en Alsace. *Chlamys pictus* GOLDF., espèce cosmopolite trouvée en Haute-Alsace également, n'a pas été conservée. *Nucula piligera*

1. Monographie géologique du champ pétrolifère de Pöchelbronn. *Mém. Serv. Carte géol. Als. et Lor.*, VII, 1948, p. 84.

2. ANDRAE. *Abhandl. Geol. Special-Karte Els.-Lothr.*, II, 3, 1884, p. 194, pl. XI, fig. 6-8, et *Mitteil. Geol. Landesanst. Els.-Lothr.*, III, 1, 1890, p. 111.

SANDB. n'a pas été déterminée dans mon matériel. Mařkovsky la cite dans le bassin de la potasse. *Spirorbis* sp. se trouve à Lobsann.

Notons encore les radioles d'un Oursin : *Rhabdocidaris anhaltina* GIEB. La microfaune comprend, outre les nombreux Foraminifères qui pullulent en individus, trois Ostracodes de la collection Hermann qui a malheureusement été perdue pendant la guerre : *Bairdia cylindrica* BORN., *Cytherella beyrichi* BORN., *C. aff. intermedia* BORN. J'ai en outre, trouvé des moules d'un



FIG. 17. — *Candona* sp. ? $\times 20$. S. E. Lanperts Loch.

gros Ostracode, probablement un *Candona*, Sondage 1866, 307,56 m (fig. 17) et une forme large et épineuse non déterminée (fig. 18).

Si nous comparons notre faune avec celle des régions nordiques de même faciès, nous trouvons 13 espèces communes

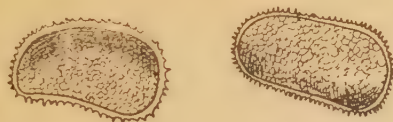


FIG. 18. — *Cytheridea* ou *Cytherella* sp. $\times 7$.

avec les argiles de Boom et de Basele, Vertébrés et Microfaune exclue (45 espèces environ dans ce faciès).

Les espèces communes avec le Septarienton du bassin de Mayence sont au nombre de 13, sur 42 espèces (Vertébrés et Microfaune exclus).

Dans le pays de Bade, les marnes de Wiesloch comprennent, sur 47 espèces, 16 espèces communes avec Pêchebronn, ce qui fait les $\frac{2}{3}$ environ. Ceci n'est pas étonnant, puisque les deux régions faisaient partie d'un seul et même bassin.

Le sondage de Kembs a fourni assez peu d'espèces, toutes sont communes avec celles de Pêchebronn ; nous les avons citées dans la description précédente ¹.

1. Ce sondage doit être publié par les géologues badois.

LISTE DES SONDAGES DONT LA FAUNE A ÉTÉ ÉTUDIÉE.

1° Marnes à Foraminifères.

1531. Schwabwiller SE.	2430. Ferme Dentsch, Haguenau.	3037. Ohlungen SW.
1563. Bruderhaus, Glaswinkel, Forêt de Haguenau.	2494. Kreuzhecke.	3041. Kutzenhausen.
1855. Forêt de Haguenau.	2585. Reimerswiller	3244. Bruderhaus.
1866. SE. Lanperts Loch.	2591. Biblisheim Est.	3443. Preuschdorf N.
2243. Oberstritten.	2651. Biblisheim.	3879. Hochstett.
2270. Betschdorf Sandmühle.	2662. Uhrbrückermühle.	Puits asphaltique de Lobsann.
2350. Bruderhaus.	2775. Hermerswiller.	Fouille Maison Danzet Durrenbach.
2428. Gros Chêne, NE de Haguenau.	2787. Kleinfankenheim.	Chantier Dachstein.
	2850. Merkwiller.	Puits III. Gunstet E.
	Uhlwiler.	
	2969. Biblisheim,	

2° Schistes à Poissons.

Les numéros de sondages soulignés plus haut, plus :

2274. Hundshof, Haguenau

2784. Biblisheim E.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE IV.

- FIG. 1. — *Yoldia deshayesi* DUCHAST. 1, gr. nat., 1 a × 2, Betschdorf Sandmühle, pr. 322 m 50.
 FIG. 2. — *Nuculana galeotti* NYST. × 2, Bruderhaus, 197 m.
 FIG. 3, 3 a. — *Nuculana perovalis* VON KOEN. × 2, Puits de Lobsann.
 FIG. 4, 4 a. — *Nucula chastei* NYST, gr. nat. Forêt de Haguenau, 167 m.
 FIG. 5. — *Arca decussata* NYST, valve droite × 8; 5 a, valve gauche, × 4, Reimerswiller, 170 m.
 FIG. 6, 6 a. — *Chlamys hoffmanni* GOLDF, gr. nat. Puits de Lobsann.
 FIG. 7. — *Camptonectes cornéum* SOW., gr. nat. Dachstein, 347 m.
 FIG. 8. — *Pycnodonta queteleti*, gr. nat. Biblisheim.
 FIG. 9, 9 a. — *Thyasira unicarinata* NYST, × 2. Kreuzhecke, 86,50 m.
 FIG. 10. — *Jaconia squamosa* LMK. × 2, Reimerswiller, 147,30 m.
 FIG. 11. — *Pseudolucina ? annulifera* SANDB. × 2, Froidefontaine (ter. Belfort), 11 a, Reimerswiller, 153 m.
 FIG. 12. — *Cuspidaria* sp. × 2, Schwabwiller SE, 157,30 m.
 FIG. 13. — *Odostoma* sp. × 2, Reimerswiller, 164 m.
 FIG. 14. — *Lacuna labiata* SANDB. × 2. Puits de Lobsann.
 FIG. 15. — *Phasianella* sp. × 2, Preuschdorf N, 180,60 m.
 FIG. 16. — *Euspira achatensis* DE KON. × 2 ? ? 157 m 80.
 FIG. 17, 17 a. — *Fusinus elongatus* NYST, ? ? 157 m 80; 17 a, Oberstritten 180-190 m.
 FIG. 18. — *Grenilabium elongatum* SOW. × 2, Hermerswiller 310,20 m.
 FIG. 19. — *Smittipora*, sp., × 6.

PLANCHE V.

- FIG. 1 et 2, 2 a, 2 b. — *Creseis perspectiva* FUTTER. × 2, Reimerswiller, 164 m et puits Danzet, Durrenbach × 4.
 FIG. 3, 3 a, 3 b. — *Galathea* nov. sp., gr. nat. et × 3, Biblisheim, 73 m.
 FIG. 4. — *Psammocarcinus* sp., gr. nat. Hermerswiller, 299,60 m.
 FIG. 5, 5 a. — *Aplospatangus acuminatus* GOLDF., gr. nat.

LES FACIÈS DU CHATTIEN ET DE L'AQUITANIEN DANS LA BASSE VALLÉE DU CIRON (GIRONDE)

PAR **P. Lubet** ¹.

Sommaire. — L'étude de la basse vallée du Ciron, entre Landiras, Sauternes et Uzeste permet de préciser la stratigraphie des formations oligocènes, en particulier le Chattien et l'Aquitanién. La comparaison de l'épaisseur des assises et de leurs altitudes permet de préciser la tectonique et la paléogéographie de la région.

L'étude des formations chattiennes et aquitaniennes de la vallée du Ciron a donné lieu à de nombreuses controverses, tant dans l'attribution des sédiments à l'un ou l'autre de ces deux étages, que dans le synchronisme des diverses assises.

Les nombreux faluns de l'Aquitanién marin attirèrent d'abord l'attention des paléontologistes. Grâce au mémoire de Basterot, recherches et observations se multiplièrent. Dollfus et Répelin levèrent la carte géologique au 80.000^e. Mais leurs résultats s'étant trouvés divergents, ces deux auteurs engagèrent des séries de polémiques qui motivèrent, en 1920, une Réunion Extraordinaire de la Société Géologique de France, dans le Bordelais. Impartialement A. P. Dutertre essaya, grâce aux observations faites sur le terrain et en s'appuyant sur une bibliographie très complète, de bâtir une synthèse.

Depuis cette date, la question resta en suspens.

Il semble classique avec Blayac ², de considérer que : 1^o Le Chattien est représenté par le *calcaire blanc de l'Agenais* ou par ses équivalents latéraux : marnes à Unios du Bazadais, marnes bleues de la vallée du Ciron. 2^o La transgression marine aquitaniénne débute par les *grès marins de Bazas*. Ceux-ci sont recouverts par des faluns (faluns de la Saubotte, Gamachot), formations passant latéralement au calcaire lacustre gris de l'Agenais.

Le Ciron et ses affluents ont entaillé les formations tertiaires stampiennes, chattiennes et aquitaniennes. Grâce à de nom-

1. Note présentée à la séance de du 7 février 1949.

2. BLAYAC. Aperçu de la répartition des faciès et du synchronisme des terrains tertiaires du Bassin d'Aquitaine. Livre jubilaire. Centenaire Soc. Géol. France, t. I, p. 151-170, 1930.

breuses coupes visibles dans les vallées, nous avons essayé d'établir le synchronisme entre les très nombreux faciès observés.

I. — Le Chattien et l'Aquitaniien du dôme de Landiras-Budos.

Les premières coupes sont visibles le long des flancs des collines de Budos-Paulin et du Vignoble sauternais, qui dominent la vallée de la Garonne. Au point de vue tectonique, signalons la présence de l'*anticlinal de Landiras*, ride d'origine pyrénéenne plissée pendant l'Eocène moyen. Les sédiments oligocènes qui la recouvrent (Stampien, Chattien et Aquitaniien) s'étudient entre le moulin de Perron et le hameau de Paulin. Malheureusement de nombreux bois rendent cette étude très difficile.

Un puits foré à Paulin nous a permis d'avoir la succession précise des sédiments chattiens et aquitaniens :

- 1° Au-dessus de la mollasse continentale d'âge stampien se trouve, un peu au-dessus de 40 m d'altitude, un calcaire lacustre blanc, très dur, en plaquettes ayant 0, 25 m d'épaisseur. Cette couche est recouverte par 1 m de marnes lacustres grises pouvant se consolider en un calcaire tendre, riche en Limnées et en Planorbes.
- 2° Ces couches lacustres passent à leur partie supérieure à un sable jaune renfermant de très nombreux fossiles. Nous y avons recueilli : *Pirenella plicata* BRUG., *Terebralia lignitarum* EICH., *Ptychopotamides papaveraceus* BAST., *Tympanotonus margaritaceus* BRUG., *Turritella (Haustator) turris* BAST., *Protomaproto* BAST., *Ringicula Tournoueri* MORLET, *Neritina Picta* FERRUSAC, *Nassa aquitania* MAYER, *Dentalium* sp., *Ostrea producta* R. et D., *Alectryonia aquitania* LMK., *Corbula carinata* Duj., *Cyrena Brongniarti* BAST., *Cardita hippopea* BAST., des restes de coquilles nacrées : *Perna* (?), une dent de Sélacien.

L'ensemble de cette faune semble indiquer une plage marine proche d'un estuaire. Du reste la partie supérieure devient très riche en Hydrobies (*Hydrobia aturensis* NOULET).

- 3° Ces sables jaunes, dont l'épaisseur est d'environ 3 m, sont recouverts par des marnes rouges riches en *Potamides* à leur partie inférieure. On y trouve en grande abondance : *Terebralia subcorrugata* D'ORB., *Pirenella plicata* BRUG., *Ptychopotamides papaveraceus* BAST.

Leur partie supérieure devient franchement lacustre et renferme : *Hydrobia aturensis* NOULET, *Hydrobia elongata* MOETTGER, *Limnea Girondica* NOULET, *Planorbis declivis* BRAUN, *Planorbis Cornu* THOM.

- 4° Cette assise se durcit en un calcaire vacuolaire, brun, noirâtre à odeur de méthane. Cette formation se termine par un calcaire lacustre, rougeâtre, très dur, à cassures conchoïdales. La couche se situe à une altitude légèrement inférieure à 50 m.

Ces couches sont recouvertes par les sables quaternaires.

L'ensemble des sédiments chattiens et aquitaniens ne dépasse pas 7 à 8 m. d'épaisseur.

Cette série est formée par trois termes classiques dans l'Agenais.

- 1) A la base, les couches lacustres représentant le calcaire blanc de l'Agenais, d'âge chattien.
- 2) La transgression aquitanienne débute avec le sable jaune. le régime n'est jamais marin mais saumâtre, ce qui permet de penser que l'*anticlinal de Landiras-Budos se trouvait près d'une terre émergée.*
- 3) Ce régime retourne très vite à des conditions continentales, les couches lacustres supérieures représentant le calcaire gris de l'Agenais.

Cette coupe se retrouve d'une façon plus ou moins nette sur les flancs de la colline Budos-Paulin. Les marnes et le calcaire lacustre inférieurs, niveau imperméable, déterminent l'apparition d'une ligne de sources dont l'altitude est légèrement supérieure à 40 m.

Nous avons suivi ces formations vers le S et le SW :

- 1) Vers le SW, cette succession se continue en altitude et en épaisseur. Au lieu dit Lantres (3 km au SW de Budos), l'assise sableuse correspondant à l'Aquitaniens garde des caractères qui la rapprochent de celle de Paulin-Budos : l'abondance des *Potamides* localisés dans des lits spéciaux lui imprime un cachet saumâtre. Toutefois, il faut noter que certains lits de ce falun renferment des formes plus franchement marines (certains *Lamellibranches* : *Arca aquitana* MAYER, *Circea Deshayesiana* BAST.).
- 2) Vers le S, les trois termes de la trilogie subsistent mais le terme moyen (falun jaune saumâtre) passe latéralement à un calcaire gréseux marin, visible dans des carrières situées aux environs de Budos.

Nous allons retrouver cette même formation sur la rive droite du Ciron où ce calcaire devenu épais forme l'entablement du plateau du Sauternais.

II. — Les faciès du Chattien et de l'Aquitaniens du Sauternais de la région de Noaillan et de Villandraut.

Franchissons la vallée du Ciron. A Bommès, localité située sur la rive droite, à 2 km à l'E de Budos, nous avons observé, au-dessus de la mollasse continentale d'âge stampien, un banc de calcaire lacustre blanc très dur. Son altitude est voisine de

40 m. Ce calcaire ressemble fort à celui que nous avons décrit à Budos-Paulin.

Celui-ci est recouvert par des marnes lacustres qui renferment des restes d'*Unios*. Cette dernière formation passe à des marnes riches en Huîtres (*Ostrea producta* R. et D.). Si nous nous déplaçons vers le S, nous observons que : 1) L'altitude des marnes à *Unios* et du calcaire lacustre baisse. Les marnes semblent disparaître vers le S. 2) Les marnes à Huîtres passent latéralement, dans les environs de Sauternes, à un calcaire gréseux marin.

Une excellente coupe peut être observée au S de Sauternes. Au hameau du Minjoin, la tranchée amenant les eaux à un lavoir nous a permis d'observer au-dessus de marnes jaunes (Stampien supérieur) un ensemble de couches lacustres et saumâtres.

On trouve (de bas en haut) :

- 1) Un calcaire saumâtre renfermant de nombreuses empreintes de *Potamides*. Il est peu épais (0,5 m) et situé un peu au-dessous de 25 m d'altitude.
- 2) Des marnes blanchâtres lacustres renfermant des Limnées et des Planorbes (0,5 m).
- 3) Une mollasse d'apparence continentale (0,25 m).
- 4) Un calcaire lacustre gris à odeur de méthane ayant 1,5 m d'épaisseur.

Ces assises représenteraient le calcaire blanc de l'Agenais (Chattien). Ces couches sont recouvertes par un calcaire marin gréseux. C'est l'Aquitaniens marin. Cette formation, dont l'épaisseur atteint 25 m, forme l'entablement du plateau du Sauternais. Il est exploité pour la construction, dans des carrières situées au hameau de Bernille.

Enfin on voit dans le parc du Château Filhot, près d'une fontaine, que ce calcaire est surmonté par un ensemble peu épais de couches lacustres ou saumâtres situées environ à 50 m d'altitude.

Nous y avons reconnu (de bas en haut) :

- 1° des marnes blanches à Limnées et Planorbes (1 m)
- 2° Un calcaire saumâtre renfermant des débris de *Potamides* et de Cyrènes (0,5 m).
- 3° Un calcaire très grossier, brun et rempli de fossiles lacustres : Planorbes et Limnées.

Cet ensemble représente le calcaire gris de l'Agenais.

Nous retrouvons ici la même « trilogie » qu'à Budos, mais le terme moyen (Aquitaniens marin) a pris la plus grande importance.

Une succession semblable est visible le long des flancs abrupts

de la colline couronnée par le village de Léogeats. Au-dessus des argiles jaunes de la fin du Stampien, nous observons :

- 1° un ensemble de couches saumâtres, puis lacustres (calcaire gris fétide à Limnées et Planorbes), formations ayant la même altitude et la même épaisseur qu'au lavoir de Minjoin.
- 2° la masse du calcaire gréseux marin.

L'érosion a enlevé sa partie supérieure ainsi que le calcaire observé au Château Filhot.

Cette coupe se suit très bien sur les flancs des collines de la rive droite du Ciron, lorsqu'on se déplace vers le S. Les calcaires lacustres inférieurs déterminent l'apparition d'une ligne de sources. Le calcaire marin, assise perméable, forme un vaste plateau sec : le plateau de la Saubotte.

Près de la ferme de Lasserre, ce calcaire marin renferme à sa partie inférieure une lentille de sables présentant une riche faune : ce sont les *faluns de la Saubotte*. La position stratigraphique de ce gisement a été très discutée ; certains auteurs ont voulu y voir la phase terminale de l'Aquitarien. Or, il n'en est rien. L'étude attentive de la région nous a permis d'observer la succession suivante (de bas en haut) :

- 1) Au hameau de Peyrebernède (cote 25 m) nous trouvons des calcaires lacustres inférieurs (Chattien) et des marnes.
- 2) *Ces formations sont recouvertes par un falun très riche en belles coquilles, situé aux environs de 30 m d'altitude.* Les assises terminales du falun sont constituées par des couches riches en *Potamides*, indication d'un régime saumâtre.
- 3) *Ces faluns sont surmontés par au moins 15 m de calcaire gréseux marin*, identique à celui de Bernille ou de Léogeats. Les anciens auteurs lui ont donné le nom de « *grès de Bazas* ». Il est exploité dans de nombreuses carrières situées à l'E de la Saubotte, aux environs de 45 m d'altitude.

Ces faluns, qui n'existaient pas à Léogeats, ne sont qu'un accident dans la masse inférieure du calcaire gréseux marin.

L'étude de la coupe donnée par le ruisseau de Noaillan va nous permettre de compléter nos connaissances sur cette région :

- 1) Comme à Léogeats ou à Minjoin, nous trouvons au-dessus de marnes jaunes, puis bleues, des formations saumâtres : ce sont des sables argileux renfermant : *Pirenella plicata* Brug. et *Cyrena Arongnarti* Bast. Cette couche se trouve un peu au-dessus de 25 m d'altitude et à 1 m d'épaisseur. Au-dessus se trouve un calcaire lacustre gris renfermant Limnées et Planorbes et surmonté par des marnes lacustres.
- 2) Ces dernières passent insensiblement à des marnes bleues visibles

à Moutic. Ce sont des formations saumâtres car elles renferment : *Corbula carinata* Duj. et *Lucina incrassata* Duj. Cette assise a environ 2,5 à 3 m d'épaisseur et est recouverte par des sables jaunes contenant des débris de *Potamides*, *Arca cardiformis*. A 150 m en amont du hameau de Moutic, ce sable devient plus fossilifère et se consolide partiellement en des niveaux plus durs, déterminant la formation de petites cascades dans le ruisseau. Cette couche est le prolongement des faluns de la Saubotte. Elle a la même altitude (30 m) et elle représente la terminaison vers l'E de la lentille.

- 3) Ces assises sont surmontées par un calcaire gréseux marin identique à celui de Léogeats ou de la Saubotte.

L'étude de la région située au S de ce ruisseau va nous montrer la modification des faciès marins. La série stratigraphique va se révéler presque identique à celle que nous avons observée à Léogeats. L'examen attentif des berges du déversoir de l'étang de Villandraut nous montre la coupe suivante :

- 1° Les marnes jaunes représentant la fin du Stampien, sont recouvertes par des marnes bleues, puis par un grès azoïque d'origine continentale. Au-dessus se trouve un calcaire saumâtre, puis le calcaire gris identique à celui que nous avons trouvé à Minjoin, Léogeats ou Noaillan (altitude 25 m). Cet ensemble de couches a une épaisseur d'environ 5 à 6 m.
- 2° Le calcaire lacustre gris est recouvert directement par un calcaire marin à Pectens et à Scutelles.

Cette coupe est identique à celle décrite par A. P. Dutertre et Dollfus. Elle est également visible sur la rive droite du Ciron, derrière la Gendarmerie. Sur cette rive, le calcaire marin est très épais (20 m) et exploité dans de grandes carrières au lieu dit Succarot.

En résumé, l'étude de la vallée du Ciron et de ses affluents depuis le Sauternais jusqu'à Villandraut nous a montré l'existence de trois termes :

1° A la base, au-dessus des sédiments continentaux d'âge Stampien supérieur (marnes jaunes) se trouvent des marnes bleues puis des sédiments saumâtres (Léogeats, Noaillan, Villandraut). Les marnes bleues semblent prendre de l'importance vers le S (3 m à Villandraut).

Ces formations sont recouvertes par une assise calcaire : ce sont des calcaires lacustres gris. Ces derniers ont été assimilés au Calcaire lacustre gris de l'Agenais car ils présentent le même faciès. Mais leur position stratigraphique permet au contraire de les synchroniser ainsi que les couches précédentes, avec le calcaire blanc de l'Agenais d'âge chattien.

2° Le calcaire gréseux marin représente la phase marine de l'Aquitanién. Sa partie inférieure présente à la Saubotte une lentille de faluns. Cette phase est la plus importante, vu l'épaisseur de ces formations (25 m).

3° Au Château Filhot, celui-ci est recouvert par un calcaire lacustre, témoin de la régression de la mer aquitaniennne : c'est le Calcaire gris de l'Agenais.

III. — Évolution de la série chattienne-aquitaniennne au S de Villandraut.

La vallée du ruisseau de la Fons de la Lève nous donne la coupe intéressante suivante :

1° Au-dessus du calcaire gris lacustre (alt. 25 m) se trouve un calcaire gréseux marin comme à Villandraut. Mais celui-ci peu épais est recouvert par une série de faluns renfermant une riche faune marine.

2° Ces couches sont visibles dans les berges du ruisseau aux environs des moulins de Gamachot et de Fortis. Elles comprennent de bas en haut :

a) 0,5 m de marnes gris bleu,

b) 1,5 m de sable très fossilifère,

c) 2 m de faluns argileux à Polypiers et Vermets.

Cette série marine est recouverte par quelques lits de couches argileuses riches en *Potamides* (leur altitude est voisine de 40 m).

3° Entre 40 et 45 m d'altitude, nous avons observé dans le lit du ruisseau un calcaire marin gréseux rougeâtre. Cette formation est recouverte par un banc de sable blanc fossilifère et peu épais. Puis jusque vers la cote 60, nous retrouvons le calcaire gréseux marin.

4° La série se termine par 2 ou 3 m de marnes blanches contenant des débris de calcaire lacustre.

Cette coupe nous montre que, comme à la Saubotte, la masse du calcaire gréseux marin est lardée de lentilles de faluns. D'autre part, *les faluns de Gamachot ne se trouvent pas à la partie supérieure de l'Aquitanién, mais, comme ceux de la Saubotte, à la base inférieure des formations marines.*

Cette série va se modifier aux environs d'Uzeste de la façon suivante :

1° Le calcaire lacustre gris inférieur semble disparaître et être remplacé par des marnes bleues azoïques.

2° Entre les cotes 20 m et 40 m, se trouve la masse du calcaire gréseux marin.

3° Celui-ci est recouvert par une mince couche de marnes à Hydrobies (1 m), puis par des faluns contenant une riche faune marine

identique à celle de Gamachot. Leur épaisseur atteint une quinzaine de mètres.

- 4° Elles sont surmontées par une série de couches saumâtres, des marnes à Hydrobies, puis un falun riche en *Potamides*. Ces couchent se situent entre les cotes 55 et 65 m.

La partie supérieure de l'Aquitaniien est donc occupée par un *falun saumâtre contemporain du dépôt du Calcaire gris de l'Agenais*.

Au S d'Uzeste et jusqu'à Beaulac-Bernos, le Ciron s'est creusé une véritable gorge dans le calcaire gréseux aquitaniien. L'étude de cette coupe naturelle nous a permis de voir : 1° que l'épaisseur du calcaire marin gréseux croissait vers le S (elle atteint une trentaine de mètres); 2° que la masse de ce calcaire était criblée d'un grand nombre de petites lentilles de sable coquillier. Celles-ci n'ont d'ailleurs pas l'importance des faluns de la Saubotte, de Gamachot ou d'Uzeste.

A Beaulac-Bernos, le calcaire gréseux est recouvert par une mince couche de formations lacustres (silex et meulière), puis par un falun saumâtre rappelant celui d'Uzeste.

Conclusions.

L'étude de la stratigraphie de ces formations chattiennes et aquitaniienne, nous a permis de mettre en évidence les faits suivants :

1° A Landiras-Budos la série est plus épaisse (7 à 8 m); au S de Villandraut, son épaisseur dépasse une trentaine de mètres.

2° Cette augmentation de l'épaisseur vers le S est due *uniquement à l'amplitude croissante du terme marin* (calcaire gréseux et faluns d'âge aquitaniien).

3° L'altitude de la base du calcaire lacustre supérieur de Budos, de celui du Château Filhot ainsi que des faluns saumâtres d'Uzeste est sensiblement la même (50 m). *Il en résulte au point de vue tectonique que l'anticlinal de Landiras-Budos a joué le rôle d'une unité rigide alors que les régions situées à l'E et au SE étaient douées du phénomène de subsidence*. Ce phénomène croît lorsqu'on se déplace vers l'Agenais où la trilogie chattienne-aquitaniienne peut atteindre 200 m d'épaisseur.

Le synchronisme des diverses assises est indiqué sur la figure ci-contre.

La série de sédiments située entre le Stampien et l'Aquitaniien marin est *contemporaine du dépôt du Calcaire blanc de l'Agenais*. Si l'on admet que celui-ci représente le Chattien, cette série est

chattienne. Nous avons vu qu'elle comprenait : des formations saumâtres (Léogats, Noaillan, Villandraut) et un calcaire

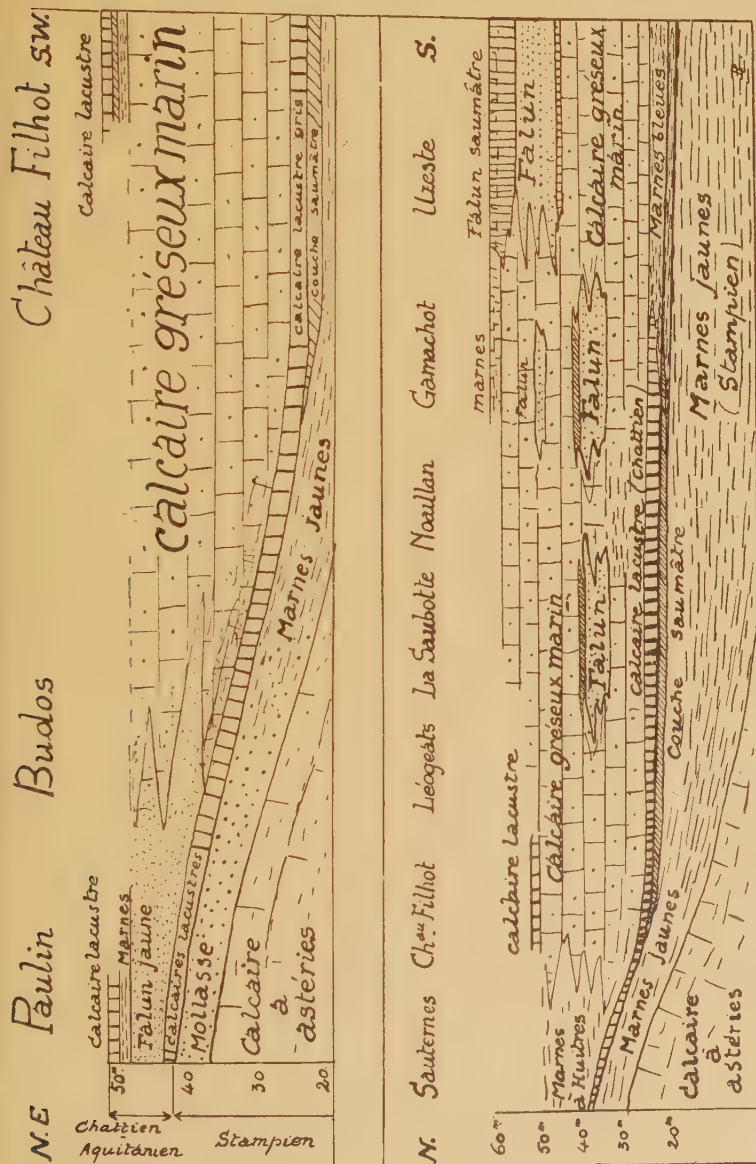


FIG. 1. — Rapports entre les faciès du Chatien et de l'Aquitarien de la vallée du Ciron.

lacustre gris. Cet ensemble paraît passer latéralement vers le S à des marnes bleues.

Le calcaire gréseux marin (grès de Bazas) et ses faluns *représentent l'Aquitanién marin*. A Landiras-Budos, la présence de formations saumâtres permet de penser que l'on est en présence d'une zone très proche d'une terre émergée.

La régression de la mer aquitaniénne permet le dépôt d'une série de calcaires lacustres (Budos et Château Filhot) ou de faluns saumâtres (Uzeste, Beaulac-Bernos) contemporains du dépôt du *Calcaire gris de l'Agenais*.

Nous pouvons ainsi retracer la paléogéographie de cette région. Le régime continental de la fin du Stampien (dépôt de mollasses, de marnes jaunes se prolonge au cours du Chattien. Toutefois, il y a eu des influences marines lointaines qui se sont traduites dans notre région par le dépôt de formations saumâtres [présence d'estuaires?]. L'examen paléontologique de la faune nous a montré la persistance de Mollusques saumâtres stampiens : *Cyrena Brongniarti* BAST., *Pirenella plicata* BUG., ainsi que l'absence des Mollusques caractéristiques du Chattien marin.

A ce régime saumâtre a succédé un régime continental. Dans les lacs se sont déposés les calcaires gris de Léogeats, Noaillan, Villandraut. Les marnes bleues de la vallée du Giron d'origine continentale sont contemporaines des formations saumâtres et du calcaire lacustre gris. Remarquons que l'épaisseur des sédiments chattiens croît très légèrement de Budos à Villandraut. Ces formations continentales ont été recouvertes par des sédiments marins. C'est la transgression marine aquitaniénne. La mer n'a jamais été profonde (marnes à Polypiers de Gamachot, d'Uzeste); l'apport des sédiments terrigènes a été très important, d'où l'accumulation des calcaires gréseux marins. Il n'y a, à Landiras-Budos, que des formations saumâtres. Cette région se trouvait en bordure d'une terre émergée qui était sans doute constituée par le dôme de Villagrains. En effet, sur le Cretacé de la ride, on trouve seulement de l'Aquitanién lacustre.

La mer se retire et le régime continental s'installe à nouveau. C'est la phase terminale de l'Aquitanién, contemporaine de la fin du dépôt du Calcaire lacustre gris de l'Agenais.

BIBLIOGRAPHIE

On trouvera une bibliographie très complète en consultant :

G.-F. DOLLFUS. — Réunion Extraordinaire de la Société géologique de France dans le Bordelais. *B. S. G. F.* (4), XXI, 1921.

A.-P. DUTERTRE. — Compte rendu de la Réunion Extraordinaire de la Société géologique de France dans le Bordelais. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, 1920.

Feuille de La Réole au 80.000^e, par BLAYAC, RÉPELIN et VASSEUR.

REMARQUES TECTONIQUES SUR LES ENVIRONS DE MORTEAU (DOUBS)

PAR **A. Perrodon**¹.

Résumé. L'anticlinal du Tantillon est bordé, à l'E par le synclinal de Morteau, et au N par le synclinal des Tilleuls. Ces trois unités tectoniques sont caractérisées par leur allure nettement dissymétrique ainsi que par leur style pincé et faillé qui est à l'origine d'importants glissements post-tectoniques.

Une étude détaillée au 20.000^e de la région s'étendant à l'W de Morteau m'a amené à modifier certains contours et à préciser certains accidents de l'anticlinal du Tantillon et du synclinal de Morteau.

Le synclinal de Morteau, déprimé en forme de bassin est bordé à l'W par une large voûte culminant à 1.160 m, l'anticlinal du Tantillon. Cet axe se bifurque au N : une branche se raccorde à l'anticlinal du Bélieu par l'intermédiaire du dôme des Percerots, tandis que l'autre, par l'ensellement des Lavottes, se raccorde aux chaînons de la région frontrière. Vers le S, l'anticlinal du Tantillon se prolonge au delà de la cluse de Rémonot par une surface subtabulaire qui s'abaisse régulièrement vers le SW.

I. *Anticlinal du Tantillon.* L'allure générale de cet anticlinal est très nettement dissymétrique : sur son flanc occidental, les pendages ne dépassent pas 45 à 60° en moyenne, tandis qu'à l'E les couches sont le plus souvent déversées sur le synclinal de Morteau, avec rupture des bancs calcaires à la charnière et formation de pli-faille. Cette dissymétrie se marque d'ailleurs nettement dans la topographie : le synclinal de Combe d'Abondance à l'W se maintient aux environs de la cote 900, tandis que le synclinal de Morteau s'abaisse à 750 m.

Au N de la cluse de Rémonot, nous avons deux unités morphologiques bien distinctes, séparées par une dépression séquanienne qu'emprunte la route de Morteau à Gilley.

La partie au N de la route, la plus compliquée, est formée d'une étroite bande de Bathonien apparaissant à la faveur d'un anticlinal

1. Note présentée à la séance du 24 janvier 1949.

2. Diplôme d'Études supérieures de Sciences avec carte au 20.000^e. Fac. Sc. Besançon, déc. 1948.

aigu, l'anticlinal du Mont Vouillau, à l'E, et d'un large affleurement de calcaire roux et de dalle nacrée, aux plongements faibles et réguliers, formant la dépression « derrière le Mont Vouillau », à l'W. Ces deux zones anticlinales sont séparées, conformément à la dernière édition de la feuille d'Ornaux au 80.000^e, par un synclinal complexe de calcaires rauraciens et séquanien constituant la crête topographique (Signal du Tantillon).

L'axe anticlinal s'infléchit et se prolonge vers le SW jusqu'au « Grand Mont », où l'on retrouve plusieurs affleurements de Callovien, bien visibles dans de petites carrières et dans des dolines. Cet affleurement ne semble pas en continuité avec le précédent, mais un abaissement d'axe, accompagné de cassures orientées NW-SE, au S du Mont Vouillau, fait apparaître un peu d'Argovien.

Au S de la route, l'anticlinal des Maillots relaie le précédent, suivant le plus pur style jurassien. Il s'allonge suivant une direction NE-SW depuis la route de Gilley, où il apparaît nettement dans la tranchée de la route, jusqu'à la partie occidentale de la cluse de Rémonot. Un ennoyage axial régulier vers le SW le fait disparaître au S de la cluse. L'axe de cet anticlinal se marque dans le fond de la cluse par quelques calcaires rauraciens, à l'W du large affleurement de Bathonien et de Callovien. Le flanc occidental de l'anticlinal apparaît dans la cluse, affecté de plis secondaires, sans que l'on puisse déceler la présence de faille. Au contraire, dans l'axe même de la cluse, une zone faillée, vraisemblablement à l'origine de la cluse, affecte la couverture jurassique de l'anticlinal.

Au S de la cluse, l'anticlinal prend une allure subtabulaire, tout en gardant la même dissymétrie d'ensemble : les couches s'abaissent régulièrement vers l'W pour former le synclinal néocomien des Jarrons, et se courbent brusquement au SE, où elles constituent l'anticlinal aigu de Combe Benoît. Toute cette surface subhorizontale est très couverte. Au lieu dit « Dessus le Mont de la Grand'Combe », on voit les calcaires oolithiques et coralligènes séquanien dessiner une crête anticlinale arquée.

II. — *Synclinal de Morteau*. Ce synclinal présente la même dissymétrie que l'anticlinal du Tantillon. Le déversement du flanc occidental est à l'origine d'importants ajustements post-tectoniques bien visibles autour de la ville de Morteau.

La couverture plastique de Néocomien demeuré sur l'anticlinal a glissé sous l'effet de la pesanteur, vraisemblablement à la suite d'une phase tardive de plissement, pour venir former une série de plis aigus au pied de la falaise jurassique. Ces plis se marquent très nettement dans la topographie de la partie S de la ville de Morteau. M. Glangeaud [12] a rattaché ces ajustements post-tectoniques aux plis du type des « collapse structure » d'Harrison et Falcon.

Enfin, d'importants paquets de la couverture rigide de Malm ont glissé à la faveur de niveaux marneux. Les bancs calcaires glissés présentent encore une certaine homogénéité, mais leur aspect général est fortement tectonisé. On voit nettement ces masses glissées près de la Grand'Combe et de Morteau, où elles



FIG. 1. — Esquisse structurale des environs de Morteau.

I : anticlinal du Tantillon; II : synclinal de Morteau; III : synclinal des Tilleuls;
IV : synclinal de Combe d'Abondance; V : anticlinal de Villers-le-Lac.

1 : dôme des Percerots; 2 : seuil des Lavottes; 3 : anticlinal « derrière le Mt. Vouillau »; 4 : anticlinal du Mont Vouillau; 5 : anticlinal des Maillots; 6 : anticlinal « dessus le Mt. de la Grand'Combe »; 7 : anticlinal de la Seigne; 8 : synclinal des Jarrons.

As : axe synclinal; Aa : axe anticlinal; C : Crétacé; M₁ : Malm supérieur; M₂ : Malm inférieur et Dogger.

reposent sur des lambeaux de Cénomaniens, d'Albien à *Arenobulimina chapmani* CUSH., et de Miocène. Ces formations sont à rapprocher des glissements en masse signalés par Hans Lini-ger dans le bassin de Delémont [9].

La fermeture NE du synclinal apparaît dans le détail beaucoup moins régulière que la courbure N. le long de la route des Fins, le laisserait prévoir. La présence de couches mylonitisées et faillées, plus ou moins déversées, indique plutôt un pincement assez violent.

III. — *Synclinal des Tilleuls*. C'est dans ce même style pincé et faillé que se présente l'extrémité SW du synclinal de Noël-Cerneux, ou synclinal des Tilleuls. Une ancienne tranchée allemande, perpendiculaire à l'axe du synclinal, donne une bonne coupe stratigraphique et structurale de ce synclinal. Il se présente en forme d'auge dont les côtés sont formés de bancs calcaires verticaux, qui se suivent remarquablement au milieu des prairies. C'est ainsi que l'on remarque plusieurs décrochements des bancs pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres. On a là tout un réseau de cassures transversales, postérieures au plissement, paraissant résulter d'une sorte de torsion du pli.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

1. 1869. A. JACCARD. — Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois et de quelques districts adjacents du Jura français. *Mat. Carte géol. Suisse*, 6^e liv.
2. 1870. — Supplément à la description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois et de quelques districts adjacents du Jura français. *Ibid.*, 7^e liv.
3. 1878. — Profils géologiques... *Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel.*, t. XI, 1878, p. 231
4. 1893. — L'Urgonien inférieur de Morteau. *Ibid.*, t. XXI, p. 58, 1893.
5. 1893. W. KILIAN. — Notice de la carte géol. au 80.000^e d'Ornans (feuille 127).
6. 1896. A. GIRARDOT. — Le système oolithique. Besançon, 1896.
7. 1922. — Géologie stratigraphique de la Franche-Comté septentrionale, 1922.
8. 1922. E. DE MARGERIE. — Le Jura, 1^{re} partie. Bibliographie sommaire du Jura français et suisse. *Mém. Carte géol. dét. France*.
9. 1925. H. LINIGER. — Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. *Mat. Carte géol. Suisse, N^{lle} Séf.*, 55^e liv.
10. 1936. E. DE MARGERIE. — Le Jura, 2^e partie. Commentaire de la carte structurale. *Mém. Carte géol. dét. France*.
11. 1937. P. FALLOT. — Notice de la carte géol. au 80.000^e d'Ornans (feuille 127), 2^e éd.
12. 1944. L. GLANGEAUD. — Les glissements post-tectoniques dans le Jura et leur rôle dans les interprétations structurales. *CR. Ac. Sc.*, 1944, p. 466.

CONTRIBUTIONS AUX PROBLÈMES DE L'APPORT DANS LE MÉTAMORPHISME

PAR **P. Lapadu-Hargues**¹.

Sommaire. — A l'aide d'une représentation en nombres d'atomes, établie à partir de compositions centésimales moléculaires pour des types moyens de roches sédimentaires, métamorphiques et magmatiques, représentant une série-type à métamorphisme croissant, l'auteur énonce un certain nombre de lois sur les modalités de l'apport chimique dans le métamorphisme. De ces lois découlent des hypothèses sur le mécanisme de ce métamorphisme. Une extension possible de cette méthode à tous les types de roches, soit sédimentaires, soit magmatiques, est esquissée et montre la probabilité de découvertes fructueuses, en particulier sur la constitution des magmas.

Au début de l'année 1945 [8], dans une note préliminaire, j'ai indiqué les premiers résultats d'une étude d'ensemble sur l'analyse des phénomènes chimiques liés au métamorphisme. Dans le courant de la même année, une étude plus complète apportait les résultats essentiels de ces recherches [9].

A la suite de ces travaux, un certain nombre d'auteurs ont publié des notes se rapportant plus ou moins directement à ce sujet². Des réflexions ont été émises, des résultats complémentaires souvent importants ont été apportés; moi-même ai pensé qu'une telle ligne de travail devrait être poursuivie et c'est une autre série de résultats que je me propose de présenter ici.

La méthode est toujours basée sur l'établissement d'une série-type, série ayant pour support le dépouillement d'une assez grande quantité d'analyses chimiques de schistes, schistes cristallins, etc..., et se référant à de très nombreuses localités du globe. On peut ainsi espérer neutraliser l'effet des variations de compositions individuelles des roches envisagées et dans une certaine mesure, s'abstraire des compositions chimiques forcément différentes, même dans un type donné de roches, du matériel sédimentaire original. Ici sera considéré comme acquis le fait de l'existence de l'apport, selon les conclusions générales de ma note de 1945 [9]. Je m'efforcerai simplement d'essayer d'éclairer

1. Note présentée à la séance du 7 février 1949.

2. Voir la Bibliographie en fin d'ouvrage.

quelques-uns des mécanismes possibles de cet apport et des phénomènes qui y sont liés ; dans deux notes préliminaires [10-11], j'ai déjà exposé quelques-uns des résultats obtenus, nous allons ici reprendre leur étude avec un peu plus de détail et surtout en commenter les résultats.

Établissement des compositions centésimales moléculaires correspondant à une série-type donnée. Ces compositions centésimales moléculaires ont déjà été calculées pour l'alumine (Al_2O_3), les alcalis (Na_2O et K_2O), le fer ferreux (FeO), la magnésie (MgO) et la chaux (CaO ; un travail de même nature a donc été fait pour la silice (SiO_2) et le fer ferrique (Fe_2O_3). On peut donc alors établir les compositions centésimales moléculaires pour les huit éléments considérés, correspondant à une série-type de roches, en métamorphisme croissant, classée depuis le groupe I (schistes sédimentaires) jusqu'au groupe VII correspondant à des roches réputées franchement magmatiques. Un tel résultat a été résumé dans le tableau I.

TABLEAU I

Composition moléculaire centésimale des 7 groupes considérés.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO_2	71,4	73,5	73,9	73,4	77,6	78,4	81,3
Al_2O_3	15,5	13,5	11,8	10,2	9,5	8,8	8,2
Fe_2O_3	1,1	1,1	0,9	0,8	0,9	0,7	0,3
FeO	3,6	3,5	3,4	3,3	1,8	1,5	0,8
MgO	3,9	3,4	3,3	3,0	1,6	1,5	0,6
CaO	0,7	0,8	1,9	1,9	2,0	2,1	1,0
Na_2O	1,2	1,4	2,2	3,0	3,6	3,6	4,0
K_2O	2,6	2,8	2,6	2,4	3,0	3,4	3,8

Rappelons brièvement ce que sont les faciès sédimentaires, métamorphiques ou magmatiques consignés sous ces huit rubriques :

- Groupe I : Schistes sédimentaires,
 Groupe II : Schistes à séricite et micaschistes à muscovite seule,
 Groupe III : Micaschistes à biotite et muscovite,
 Groupe IV : Gneiss à deux micas,
 Groupe V : Gneiss profonds (à biotite seule, granitoïdes, œillés *pro parte*),
 Groupe VI : Granites,
 Groupe VII : Granulites (au sens des pétrographes français).

Établissement du nombre d'atomes correspondant. — A partir de ces données, ont été déterminées quelles étaient les quantités d'atomes-grammes qui constituaient les sept groupes ainsi définis. Pour ce, il a été procédé de la façon suivante :

Dans chaque type, j'ai multiplié le % moléculaire correspondant à chaque élément par le nombre d'atomes-grammes qui entre dans sa composition moléculaire : soit 3 pour SiO_2 , 5 pour Al_2O_3 , et Fe_2O_3 , 2 pour FeO , MgO et CaO , 3 pour les alcalis Na_2O et K_2O . Puis a été faite la somme totale dans chaque type : ce premier résultat est donné dans le tableau II, dans la première rangée horizontale, sous la rubrique *nombre d'atomes total*.

TABLEAU II

Valeur des nombres d'atomes et des rapports correspondants.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
Nombre d'atomes total.	325	321	317	314	315	314	314
Nombre d'atomes d'O..	205	203	200	197	198	197	198
Nombre d'atomes (éléments sauf O).....	120	118	117	117	117	117	116
$R = \frac{n. \text{ d'O}}{n. \text{ total}}$	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63
Poids correspondant à 100 mol.	6,88	6,71	6,63	6,57	6,57	6,56	6,50
$R' = \frac{n. \text{ total}}{\text{poids} \equiv 100 \text{ mol}}$	47,2	47,8	47,8	47,6	47,6	47,8	48,4

Le même calcul a été fait pour les atomes d'O entrant dans chacune des catégories d'oxydes envisagés. Pour ce, chaque teneur moléculaire a été multipliée par le nombre d'atomes d'O qui entrait dans la formule de l'oxyde : soit 2 pour SiO_2 , 3 pour les sesquioxydes Fe_2O_3 et Al_2O_3 , 1 pour les autres oxydes métalliques. Les résultats ont été consignés dans la deuxième rangée horizontale sous la rubrique *nombre d'atomes d'oxygène*.

Enfin, la troisième rangée, dont les chiffres sont la différence entre les deux rangées précédentes sur une même verticale, donne le nombre d'atomes des éléments autres que O, soit Si, Al, Fe^{+++} et Fe^{++} , Mg, Ca, Na et K.

On peut constater que le nombre d'atomes total est sensiblement constant dans tous les groupes de cette série-type. Pour les deux premiers groupes, les plus superficiels au sens magmatique du terme, nous remarquons une légère augmentation ; celle-ci est d'ailleurs très faible, 11 sur une normale de 315, soit en valeur relative de l'ordre de $1/30$. Nous verrons d'ailleurs sous peu, pourquoi il en est ainsi.

De là, une première loi : *le nombre total d'atomes-grammes contenus dans 100 millimolécules¹ des différents éléments formant une série métamorphique complète depuis le sédiment intact jusqu'à l'ultime granitisation (et même les types granulitiques) reste constant.*

On peut ici soulever une première objection : ce total de 100 choisi arbitrairement correspond-il à une masse équivalente dans chacun des sept groupes. La quatrième rangée horizontale donne justement ces masses correspondantes, calculées selon les tables de H. S. Washington [22]. Les chiffres obtenus montrent qu'ils oscillent entre 6,88 et 6,50 g. Ils sont assez fixes dès le groupe III et montrent un excès pour ces groupes I et II, ceux-là mêmes pour lesquels on notait un excès dans le nombre total d'atomes, le rapport nombre d'atomes total/masse correspondante (R' , 5^o rangée) vient instantanément nous confirmer que c'est à cet excès d'atomes qu'est dû l'excès de masse ; R' est en effet *remarquablement fixe*, sauf peut-être pour le groupe VII, groupe extrême correspondant aux granulites et qui, nous aurons l'occasion de l'examiner plus en détail, montre sans doute certaines particularités.

En résumé, on peut énoncer la règle suivante : au cours des phénomènes du métamorphisme, phénomènes qui ont eu lieu indis-

1. Ce total 100 des compositions % moléculaires correspond à des *millimolécules*. Il faut donc dire en toute rigueur « milliatome-gramme » au lieu d'atome-gramme.

cutablement avec apport, ce dernier semble obéir à des lois assez strictes ; plus particulièrement, toutes les fois qu'il y a un élément venant de l'extérieur, il doit correspondre un départ d'élément de nature différente. En effet les compositions chimiques varient de façon notable du groupe I au groupe VII. On peut dire plus brièvement : *à chaque phénomène d'apport est lié un phénomène de départ et ce, en quantité rigoureusement équilibrée* [10].

Les deux groupes I et II nous manifestent un léger excès dans le nombre total d'atomes (325 et 321) ; or, il montre également un excès dans le nombre d'atomes d'oxygène (205 et 203) ; à mon sens, ceci doit s'expliquer par le fait que nous avons là les deux types de roches équivalents aux zones directement en contact (I) avec l'atmosphère ou très superficielle (II) ; cet excès du nombre total d'atomes, dû à un excès d'oxygène, comme nous pouvons immédiatement le confirmer (rangée des rapports R dans le tableau II), s'interpréterait par le jeu des oxydations atmosphériques : par fixation d'O sur les éléments à valence variable (Fe et dans une certaine mesure Mn, élément non dosé ici, mais néanmoins toujours présent), il y a « surcharge » en atomes et de là viendrait l'écart observé par rapport au nombre constant 315. Ce phénomène peut également, mais dans une proportion infiniment plus discrète, atteindre les micaschistes profond où l'on remarque un très léger excès dans le nombre total d'atomes (317) et dans le nombre d'atomes d'O (200).

Une deuxième remarque qui doit se faire ici, c'est la constance du nombre d'atomes d'O. A ce sujet, la 4^e rangée horizontale du tableau II nous donne les valeurs de R (nombre d'O sur (nombre total), très peu variable autour de 0,63. Aussi ai-je déjà indiqué qu'il n'était pas absurde de penser à un rassemblement se faisant au niveau de la roche en métamorphisme, à l'échelle de l'élément soit atome par atome, soit ion par ion¹ ; mais les molécules constituées ne doivent pas avoir de sens ici, ou en tout cas ne pas intervenir directement. C'est à cette conclusion que j'aboutissais déjà dès 1945 [9] et que je reprenais en 1948 [10].

Nature et modalité de l'apport. — A la lumière de cette nouvelle représentation en nombre d'atomes, on peut essayer de voir comment se comportent les différents éléments de cette série-type ; soit Si, Al, Fe₊₊₊ et Fe₊₊, Mg, Ca, Na et K. Le tableau III nous donne à ce sujet, et pour chacun des sept groupes, le nombre d'atomes pour ces différents éléments

1. Je dis atome ou ion car on ignore l'état électrique exact de ces éléments.

Si, à l'aide des chiffres ainsi obtenus, on analyse les conclusions qui paraissent en découler, un certain nombre de faits, déjà connus, apparaissent, d'autres, nouveaux, se dégagent.

a) **Rôle de Ca, Na et K.** Nous avons signalé antérieurement [9] que l'on devait remarquer l'indubitable existence d'un apport pour ces 3 éléments dans les processus du métamorphisme. Ces conclusions sont confirmées ici avec leurs modalités particulières que nous rappelons brièvement ici : apport parallèle de Na et Ca dès le groupe II et sur-

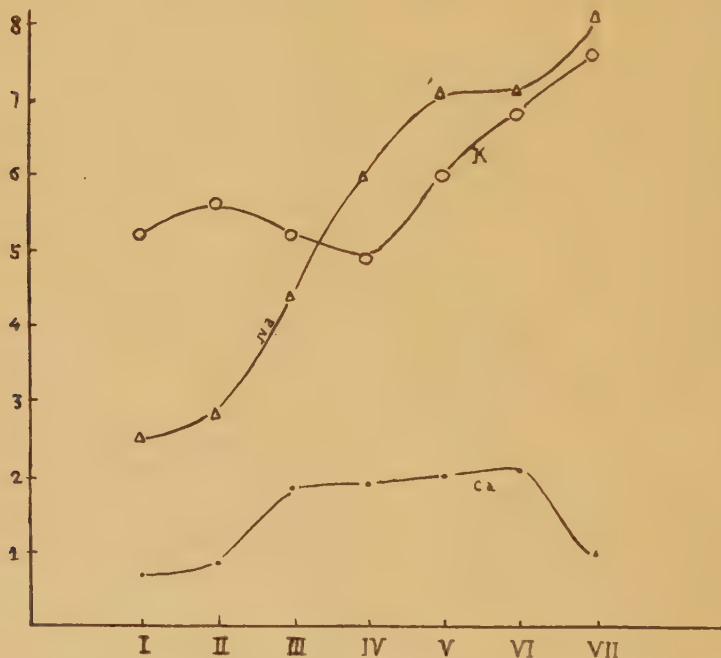


FIG. 1. — Courbes donnant la valeur des nombres d'atomes des métaux alcalins (K et Na) et alcalino-terreux (Ca) en fonction des différents groupes.

tout III, pauvreté des granulites en Ca, apport plus tardif de K à partir des gneiss profonds ; tout ceci a déjà été vu et analysé. Insistons pour terminer sur le fait que l'apport, net pour ces 3 éléments, n'est pas équivalent pour chacun d'eux, mais s'effectue selon des modalités particulières. Les courbes de la figure 1 nous résument ces constatations.

b) **Rôle de Mg et de Fe.** Le fer existe sous deux états : Fe^{++} et Fe^{+++} . Il convient donc d'examiner comment varient, d'une part la somme totale des atomes de fer, d'autre part chacune des catégories de ceux-ci (Fe^{+++} et Fe^{++}). Le tableau III nous fournit ces trois catégories de valeurs.

TABLEAU III

Nombre d'atomes pour les différents éléments.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
Si.....	71,4	73,5	73,9	73,4	77,6	78,4	81,3
Al.....	31,0	27,0	23,6	20,4	19,0	17,6	16,4
Fe ₊₊₊	2,2	2,2	1,8	1,6	1,8	1,4	0,6
Fe ₊₊	3,6	3,5	3,4	3,3	1,8	1,5	0,8
Fe _{total}	5,8	5,7	5,2	4,9	3,6	2,9	1,4
Mg..	3,9	3,4	3,3	3,0	1,6	1,5	0,6
Ca.....	0,7	0,8	1,9	1,9	2,0	2,1	1,0
Na.....	2,4	2,8	4,4	6,0	7,2	7,2	8,0
K.....	5,2	5,6	5,2	4,8	6,0	6,8	7,6

La quantité totale de fer diminue de façon importante. On part de 5,8 atomes-grammes pour 100 milli-molécules pour aboutir à 2,9 (et même 1,4 pour le groupe VII). Il y a donc une baisse notable dans la teneur. Le fer est soit concentré dans certaines zones [9-11], soit expulsé vers les profondeurs. Mais les deux types d'ions fer, soit bi-, soit trivalents, n'ont pas la même signification, et les courbes inférieures de la figure 2 nous montrent comment varient les teneurs en fer ferreux et fer ferrique dans les différents groupes. Mais pour examiner plus précisément comment varient les deux termes Fe₊₊ et Fe₊₊₊ dont la somme totale, Fe total, est sans cesse décroissante, il est très simple d'établir le rapport Fe₊₊/Fe₊₊₊. Les chiffres obtenus sont les suivants :

	I	II	III	IV	V	VI	VII
$r =$	1,65	1,36	1,85	2,1	1,0	1,05	1,3

Cette valeur du rapport est élevée jusqu'au groupe IV, en croissant assez régulièrement de I à IV, ce qui veut dire que les teneurs en Fe₊₊ sont relativement importantes par rapport aux teneurs en Fe₊₊₊. Aux groupes V, VI et VII, les valeurs de ce rapport tombent brusquement à des chiffres voisins de 1 (pour monter à 1,3 pour les granulites), ce qui indique une teneur relative en Fe₊₊₊ bien plus considérable. Cela signifie, en insistant sur les valeurs du degré d'oxydation marqué

par l'atome Fe, que les zones de métamorphisme se partageraient en une zone plutôt oxydante pour les parties profondes au sens magmatique du terme, et réductrice pour les zones plus superficielles, toujours au sens magmatique, étant entendu que les teneurs en oxygène ne sont pas nécessairement liées à ce phénomène. Est-il besoin de rappeler ici que l'oxydation est un phénomène bien plus large que l'oxygénation ; ce dernier cas en est un cas classique, mais l'oxydation a bien d'autres moyens de se manifester. Or, dans le cas présent, nous avons vu que le stock d'oxygène est sensiblement constant (fig. 2).

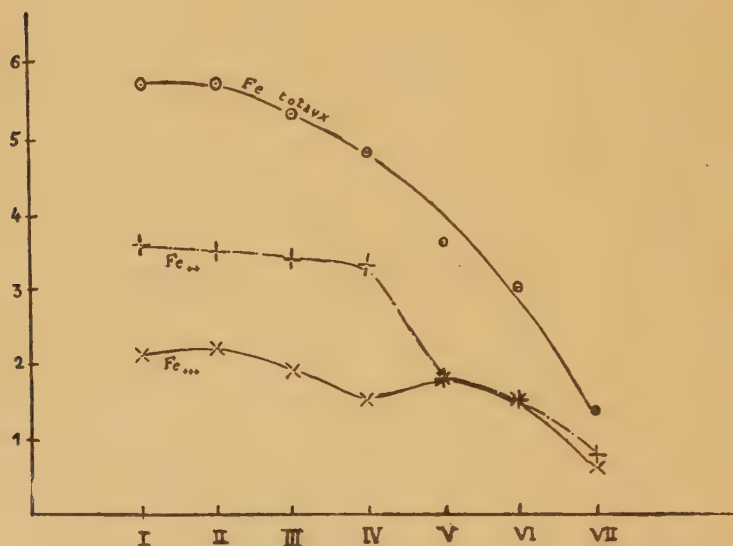


FIG. 2. — Courbes donnant la valeur des nombres d'atomes de fer (ferreux, ferriques et totaux) en fonction des différents groupes.

Dans le groupe I, zone superficielle, il y a justement oxygénation, comme nous le montre le léger excès du stock d'oxygène. Le rapport r est un peu supérieur à celui du groupe II, mais de peu. Aussi bien le fer doit-il fort peu participer à ce phénomène qui doit sans doute être lié à d'autres éléments, ici non dosés, mais néanmoins existants ; on doit penser en particulier au manganèse.

La possibilité de distinguer ainsi une zone peu profonde réductrice, relativement à une zone profonde oxydante, avait déjà été signalée lors de l'étude d'un type de métamorphisme particulier, par J. de Lapparent. Il s'agissait du métamorphisme des bauxites qui se transforment en émis [13].

Ce critère aurait ainsi une valeur bien plus générale. Des recherches relatives aux séries calcaro-magnésiennes sont en cours ; les résultats sont plus délicats à analyser par suite de la quantité beaucoup

plus faible des documents offerts ; mais dans l'ensemble, des résultats de même ordre peuvent être d'ores et déjà avancés.

Le magnésium suit fidèlement le fer ferreux et les valeurs trouvées sont très comparables de l'un à l'autre élément. Ce résultat était déjà apparu de façon très nette lors de l'étude de 1945 [9]. On peut ici signaler les teneurs relatives très faibles de Fe^{+++} , mais surtout Fe^{++} et Mg dans le groupe VII, qui manifeste encore ici sa position un peu particulière (fig. 3).

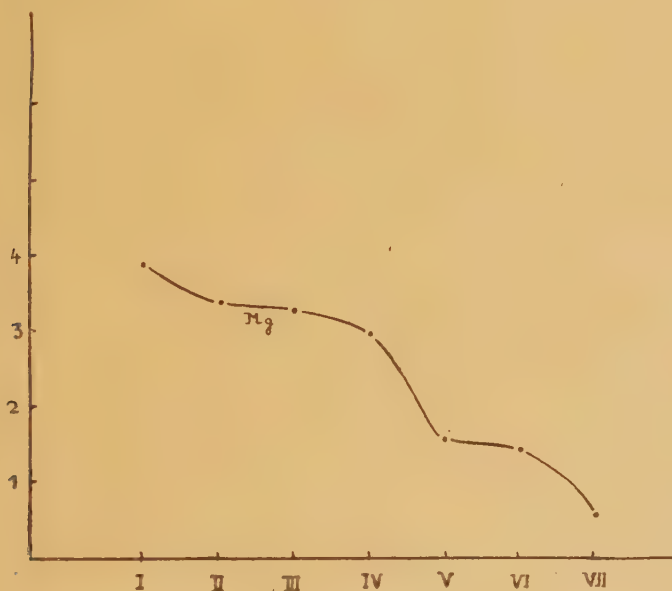


FIG. 3. — Courbe donnant la valeur des nombres d'atomes de magnésium en fonction des différents groupes.

c) Rôle de Si et de Al. Pour ces deux éléments, un raisonnement analogue nous indiquerait que les teneurs relatives en Si et Al varient en sens inverse, avec une augmentation de cette teneur parallèlement à l'approfondissement, au sens magmatique, pour Si [15], et une diminution pour Al. Pour Si, on passe de 71,4 pour le groupe I, à 78,4 (groupe VI) et même 81,3 (VII-granulites). Au contraire, pour Al, on passe de 31,0 à 17,6 et même 16,4 (Tableau III). Notons de façon incidente que la somme totale des nombres d'atomes de Si et de Al, pour chacun des groupes, atteint les chiffres suivants :

I	II	III	IV	V	VI	VII
102,4	100,5	97,5	93,8	96,6	95,0	97,7

Cette somme est très sensiblement constante autour d'une valeur moyenne de 97 ; peut-être les groupes I et II montrent-ils un léger

excès, dû sans doute à l'insolubilité et l'inertie chimique que présente SiO_2 et Al_2O_3 vis-à-vis des agents atmosphériques, au contraire des oxydes métalliques facilement lessivables ? [21]. Ceci pourrait indiquer que la compensation Si Al se fait de façon à peu près complète. (Jeu de l'aluminium tétracoordonné, comme l'avait si magistralement mis en évidence J. de Lapparent ? [12].) Comme on le déduit immédiatement, il y aurait une compensation équivalente des métaux au sens étroit du terme (Fe et Mg vis-à-vis de Ca, Na, et K). Ceci est particulièrement intéressant à noter. En effet, on a vu que le nombre total d'atomes autres que O, reste à peu près invariable (Tableau II).

Hypothèses sur la forme intrinsèque de l'apport. — Peut-on se représenter raisonnablement la forme de cet apport. Le premier terme de notre série est représenté par un type moyen des roches qui, chimiquement, est caractérisé par un nombre d'atomes donné. Au bout de la série-type envisagée, on obtient un type déjà magmatique avec une composition notablement différente, mais avec un même nombre d'atomes, toutes autres conditions égales par ailleurs. Pourquoi donc ne pas admettre (et c'est ce qui a été classiquement admis) qu'il y aurait, au cours des processus de ce métamorphisme, un mélange du type sédimentaire original (ici groupe I) avec un magma, un « ichor » au sens très large, ayant une composition telle, que par des additions de plus en plus effectives, on passerait aux types II, III, IV, V, VI et même VII, ce dernier groupe représentant quelque chose qui serait très « riche en cet apport magmatique ». Le métamorphisme s'expliquerait ainsi par un mélange progressif d'un tout magmatique, de composition pétrographique fixe, correspondant à une roche par conséquent (roche d'un groupe « VIII » en quelque sorte), qui s'ajouterait au sédiment originel.

Pour qu'il en soit ainsi, il faudrait que les compositions chimiques des groupes intermédiaires soient *telles qu'aucune particularité sélective des éléments en apport* (Si, Ca, Na, et K) *ou en départ* (Al, Fe et Mg) *ne se manifeste*, ou si l'on préfère que toutes les courbes observées soient comparables les unes aux autres et obéissent à la même loi fonctionnelle analytique au coefficient près. Or nous avons vu qu'il n'en est pas ainsi : K, Na et Ca ne viennent pas au même moment. Fe_{+++} et Fe_{++} jouent un rôle différent, etc... En résumé, il ne peut s'agir ici d'un *apport global*, sous une forme magmatique fixée et invariable, mais de quelque chose de particulier ayant un cachet singulier pour chacune des zones d'isométamorphisme. A mon sens, l'apport a lieu, élément par élément (ion ou atome, nul ne peut le préciser ici) et pas par addition d'un magma formé à l'avance et

ayant une individualité pétrographique propre, issu des profondeurs.

Hypothèses sur l'évolution des éléments en départ. — A côté de cet apport, dont nous venons de préciser immédiatement quelle pouvait être la forme, il y a, dans le bilan des échanges chimiques relatifs aux masses pétrographiques en cours de métamorphisme, un départ. On a pu, sur les modalités de ce départ, émettre deux types d'hypothèses : l'une admet l'existence d'un courant en direction des profondeurs, en sens inverse de celui qui porterait les éléments d'apport, c'est elle dont R. Perrin et M. Roubault se sont fait récemment les propagandistes [15] ; l'autre propose une chasse de ces éléments devant l'afflux du métamorphisme, avec des concentrations sous certaines conditions, c'est cette dernière hypothèse que j'ai reprise moi-même [9, 10].

Il a été donné un certain nombre d'arguments, en son temps, pour étayer ces idées de concentration ; rappelons très brièvement ici le fait signalé par C. E. Wegmann, d'un Mg-Reihe en avant des fronts de métamorphisme ; j'ai émis également des propositions relatives à l'origine de certains gîtes métallifères, et avancé le cas de séries à niveaux ferrugineux sédimentaires, ultérieurement atteints par un métamorphisme. Je voudrais maintenant attirer l'attention sur une série d'arguments supplémentaires, arguments d'autant plus importants qu'ils semblent s'appuyer sur des faits d'observation sur le terrain, que d'assez nombreux auteurs, qui ont eu à s'occuper de séries métamorphiques, ont eu tous plus ou moins à signaler. En effet, dans les séries de métamorphisme général, il est d'usage de rencontrer dans les termes profonds au sens magmatique, dans les gneiss en particulier, des faciès spéciaux, caractérisés par des concentrations importantes, au moins qualitativement, de minéraux dont le plus banal est la biotite, accompagnée également par la cordiérite. On a pu donner de ces faciès l'origine suivante : il s'agirait de passées plus riches en fer, magnésie ou alumine, préexistantes dans la série sédimentaire primitive. Mais tout aussi bien la structure que les relations réciproques de ces roches métamorphiques, qui se présentent en *amas très localisés, de masse relative faible à contours diffus*, donnent bien plus l'impression qu'il s'agit en réalité de concentrations particulières et locales de ces minéraux colorés, biotite et cordiérite, concentrations dues au fait du métamorphisme. En conséquence, il est possible que l'on ait là, concentré en lentilles diffuses, de taille réduite, l'accumulation de tout l'excès de fer, magnésie, alumine, que contenait tout l'horizon

encaissant avant le jeu des facteurs chimiques du métamorphisme, jeu dont la règle rigoureuse du remplacement exactement fixé, en a exigé l'expulsion¹.

Si nous devons maintenant élargir cette idée, rappelons d'abord les opinions intéressantes qu'a émises, voici deux ans, D. L. Reynolds, relativement aux échanges chimiques lors de la granitisation [18]. Sans doute cet auteur, de par les exemples qu'elle a étudiés, s'attache surtout à l'examen de phénomènes liés aux batholites et aux contacts de ces derniers avec les terrains encaissants ; il s'agit donc, dans ce cas, d'un point de vue un peu différent de celui du métamorphisme général. Néanmoins il est remarquable de signaler que la théorie de D. L. Reynolds établit justement l'existence d'un stade très riche en éléments principalement ferro-magnésiens, avant d'aboutir au stade du granite proprement dit. Pour ma part, je serai assez tenté de croire qu'il est fort possible que ces deux stades, dont l'existence paraît indiscutablement prouvée par les recherches de D. L. Reynolds, ne soient pas *successifs* dans le temps, comme il semble suggéré dans le travail précité, mais plutôt *contemporains* ; le stade femic serait alors un stade de concentration particulière des éléments Al, Mg, Fe, etc..., expulsés des sédiments sous l'action de la granitisation et concentrés dans ces zones. Ces zones, à la vérité, paraissent sur le terrain être de très faible amplitude.

Allons plus loin maintenant. Je ne serai pas éloigné de penser que le problème des lamprophyres puisse, un jour ou l'autre, être examiné à la lumière d'une explication génétique de même ordre. Il s'agirait, dans le cas du granite considéré comme le terme ultime du métamorphisme, de voir en ces filons de minettes, kersantites, accessoirement spessartites, des concentrations, en forme magmatique, des éléments dégagés à partir des masses ayant abouti au granite et expulsés, toujours sous la règle du remplacement. Encore une fois, il ne faut voir ici qu'une hypothèse émise et dont les études ultérieures pourront seules affirmer ou controuver la valeur.

Le problème de la position du groupe VII (granulites, etc...). Lors de l'établissement des types de roches métamorphiques utilisés ici et considérés comme de plus en plus profonds au sens magmatique du terme, à l'extrémité de la série se trouve le dernier groupe, VII, qui rassemble les granulites (au sens des pétrographes français), aplites

1. Si l'on osait user ici d'un langage imagé, on pourrait presque parler de « reins d'accumulation ».

et d'une manière générale, des formes leucocrates du type granitique. Cette position, au delà du granite, a pu paraître artificielle à certains [7]. Pour ma part, elle me semble se justifier pleinement et voici les raisons qui me conduisent à conserver un tel classement. Du point de vue strictement chimique, les caractéristiques de ces roches les mettent exactement en série à la suite du groupe VI et dans chacune des courbes considérées, toutes autres position entraîneraient une dysharmonie. Analytiquement parlant, en effet, toute autre position entre les groupes I à VI ne peut satisfaire l'ensemble des huit conditions imposées par les huit constituants SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , de façon aussi satisfaisante que la position actuellement proposée. Cette constatation me semble être majeure pour la justification de la place des granulites. Les granulites sont génétiquement plus profondes que les granites et elles ont toutes chances de représenter un terme ultime. On a pu supposer qu'elles représenteraient l'élément responsable du métamorphisme « général », mais nous venons justement de voir que l'étude approfondie des modalités du métamorphisme semble s'opposer à l'idée d'un « ichor » réel dans les processus de transformation des sédiments. Si on les observe à différents niveaux, c'est à mon sens parce qu'elles se sont ultérieurement déplacées, et à P. Giot [7], qui s'étonne de la place que j'ai cru devoir leur assigner, je répondrai simplement ceci : on observe souvent des granites à tous les niveaux de l'écorce terrestre et même dans des sédiments très superficiels ; doit-on pour cela conclure que la zone de formation du granite soit la zone pelliculaire où se déposent les sédiments ? Il me semble beaucoup plus simple de penser que ces granites se sont constitués dans la zone où thermodynamiquement ils pouvaient se constituer et que leur mise en place est un phénomène qui doit être considéré d'un autre point de vue ; il est naturellement entendu que les phénomènes secondaires qui accompagnent la mise en place des batholites, et que de nombreux auteurs se sont plu à décrire sous les noms d'exo- ou endomorphisme, digestion, assimilation, magmatic stopping, etc..., sont d'un domaine qui n'est pas du tout associé de façon nécessaire au domaine de la genèse du granite ; c'est un problème du plus haut intérêt, mais que nous ne pouvons envisager d'aborder ici.

Nombres d'atomes totaux et nombres d'atomes d'oxygène correspondant aux principaux types de roches sédimentaires et magmatiques. — Une loi de constance de nombre d'atomes vient d'être énoncée. Cette loi s'applique à une série-type comprenant un type choisi de roche sédimentaire (type schiste sédimentaire), des termes métamorphiques (micaschistes et gneiss) et des termes ultimes plutôt magmatiques (granite et granulite). Nous pouvons maintenant nous demander si cette loi est générale ; en d'autres termes, si nous nous adressons à d'autres éléments pétrographiques, cette constance se vérifiera-

t-elle. S'il en était ainsi, on serait en droit de se demander si cette loi générale est nécessairement liée aux phénomènes du métamorphisme.

TABLEAU IV

Nombres d'atomes totaux (N), nombres d'atomes d'oxygène (O) et rapport $R = \frac{O}{N}$ pour différents types de roches magmatiques grenues ou effusives.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
N	311	308	311	305	294	291	320	277	259	249	240	238	315
O	192	188	194	188	177	177	196	165	145	145	139	137	198
$R = \frac{O}{N}$	0,615	0,615	0,62	0,615	0,61	0,605	0,615	0,595	0,59	0,585	0,575	0,575	0,63

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
N	318	307	317	311	297	290	296	270	265	327	304	293	316
O	196	188	194	190	181	176	180	158	157	199	180	175	206
$R = \frac{O}{N}$	0,615	0,615	0,615	0,615	0,61	0,605	0,61	0,585	0,59	0,605	0,595	0,60	0,65

Roches grenues.

1. Moyenne de 50 syénites,
2. — 27 monzonites,
3. — 40 granodiorites,
4. — 70 diorites,
5. — 41 gabbros,
6. — 24 norites,
7. — 12 anorthosites,
8. — 11 hornblendites,
9. — 5 wehrlites,
10. — 13 lherzolites,
11. — 8 harzburgites (ou saxonites),
12. — 10 dunites,
13. — 546 granites (pour comparaisons).

Roches effusives (et de filon).

14. Moyenne de 48 trachytes,
15. — 10 latites,
16. — 12 trachyandésites,
17. — 33 andésites,
18. — 198 basaltes,
19. — 43 basaltes de Plateaux (principalement crétacés),
20. — 90 diabases,
21. — 24 ankaratrites,
22. — 10 océanites,
23. — 25 phonolites,
24. — 9 néphélinites,
25. — 20 basanites,
26. — 102 rhyolites (pour comparaisons).

Tous ces types ont été calculés à partir des moyennes centésimales fournies par R. A. Daly in [6].

C'est pourquoi il m'a paru nécessaire d'effectuer ces calculs, d'abord pour un certain nombre de roches magmatiques, tant de

profondeurs qu'effusives. Pour ce, il a été fait appel à des types établis à partir des moyennes d'analyses pondérales données par R. A. Daly [6, p. 9-28] dans son traité classique. Le tableau IV résume les résultats obtenus.

On constate immédiatement que les chiffres, tant pour le nombre total d'atomes que pour le nombre d'atomes d'O ne sont pas constants. Mais une constatation supplémentaire, du plus haut intérêt, ressort : les valeurs obtenues pour N, nombre total, sont constamment décroissantes lorsque l'on part des types leucocrates (granite 315) pour aboutir aux types mélano-crates (dunites 238). La variation atteint 77/315, soit 1/4 environ. Pour les valeurs de O, nombre total d'atomes d'O, une même décroissance s'impose, mais elle est plus accentuée, si bien que le rapport $R = O/N$ que nous savions être $= 0,63$ pour les granites, n'atteint que 0,575 pour les types dunitiques. Pour les roches effusives, le décalage est du même ordre. Pour les roches magmatiques contenant des feldspathides, et pour lesquels 3 types ont été pris (phonolites, néphélinites et basanites), le nombre N est exceptionnellement élevé par rapport au type magmatique sans feldspathides, qui est équivalent. Les phonolites font en effet 327 alors que les andésites ne font que 314, les néphélinites atteignent encore 304 contre 297 pour les basaltes, les basanites ont 293, alors que les laves très « noires », comme les océanites, ont pour N la valeur 265. Mais par contre, si l'on considère la valeur de $R = O/N$, on les voit se remettre immédiatement à leur place sur le tableau classique de classification¹.

Pour ce qui est des roches sédimentaires, nous pouvons prendre le type théorique d'un sable ou grès pur à 100 % de SiO_2 , un calcaire théorique également à 100 % de CO_3Ca , des moyennes tirées du mémoire de F. W. Clark [5] et un type de marne albienne donné par le travail de M. Longchambon [14]. Tout ceci (tableau V) nous montre qu'également dans les roches sédimentaires, le nombre d'atomes total, N, et le nombre d'atomes d'oxygène, O, n'est pas constant. Les grès ont un nombre N inférieur au type schisteux sédimentaire, mais la valeur de $R = O/N$ est plus élevée. Par contre, les roches calcaro-magnésiennes nous offrent des chiffres très inférieurs ($N = 250$, $R = 0,60$).

Il est assez étrange de constater que les chiffres relatifs aux

1. De même, les anorthosites qui sont mises près des gabbros dans ce tableau (selon les idées d'A. Lacroix) paraissent en fait devoir être classées au voisinage de roches beaucoup plus « acides ».

calcaires sont les mêmes que ceux trouvés pour certaines roches magmatiques mélanocrates, comme les lherzolites, wehrlites, pyroxénites, etc... Certains auteurs ont cru faire de ces roches ignées, en certains cas, le terme ultime métamorphique de l'ensemble de séries calcaro-magnésiennes. Ce que nous constatons maintenant viendrait évidemment leur apporter un argument, théorique il est vrai. Mais pour le moment, les données recueillies sont trop fragmentaires pour que l'on soit autorisé à une conclusion définitive sur ce sujet. Tout au plus, avancerons-nous là une indication, sur ce problème posé depuis déjà un certain temps, indication vraiment curieuse, devons-nous avouer.

TABLEAU V

	1	2	3	4	5
N	300	307	250	251	272
O	200	200	150	151	168
$R = \frac{O}{N}$	0,66	0,65	0,60	0,60	0,62

1. Grès ou sable théorique ($Si\ O_2$ pure).
2. Moyenne de 371 grès, selon F. W. Cleark [5].
3. Calcaire théorique ($Co^3\ Ca$ pur).
4. Moyenne de 345 calcaires, selon F. W. Cleark [5].
5. Marnes albiennes de Quillian (Aude), selon M. Longchambon [14].

Résumé et conclusions. — De l'ensemble de cette étude semblent se dégager et se préciser quelques faits nouveaux. C'est tout d'abord la constance du nombre total d'atomes dans les différents termes d'une série-type choisie de métamorphisme, la série silico-alumineuse. Nous avons déjà conclu à l'indéniable existence d'une arrivée d'éléments nouveaux, d'un apport ; aussi devons-nous énoncer la loi suivante : au cours du métamorphisme, à chaque phénomène d'apport correspond un phénomène de départ et ce, en quantité rigoureusement équilibrée. Cette constatation vient indiscutablement à l'appui des théories de R. Perrin et M. Roubault [15].

Cet apport s'effectue sur Si, Ca, Na et K. Le départ affecte Al, Mg et Fe. Le stock d'oxygène paraît rester invariable.

L'examen des processus relatifs au fer semble montrer que les zones superficielles au sens magmatiques seraient réductrices, relativement aux zones profondes, oxydantes. Les modalités particulières qui semblent régir cet apport et ce départ excluent l'idée d'un apport réel sous forme d'un magma pouvant être pétrographiquement défini. Elles paraissent plutôt conduire à la notion d'une circulation à l'échelle de l'élément chimique (ion ou atome?). Encore une fois, ceci ne vient pas à l'opposé de l'idée de réaction à l'état solide.

Enfin l'extension de la notion de nombre d'atomes à d'autres roches, sédimentaires ou magmatiques, nous montre que cette valeur varie avec la nature de la roche et semble obéir à certaines lois. Ces lois sont encore à dégager clairement; nous espérons être en mesure de le faire bientôt; mais d'ores et déjà, nous pouvons affirmer que les magmas générateurs des roches du même nom, ne sont pas des mélanges quelconques, mais obéissent à des contingences assez strictes¹. La valeur du nombre d'atomes diminue selon une fonction bien définie lorsque l'on passe des roches leucocrates aux roches mélanocrates. L'application rigoureuse et théorique de la loi de constance de cette valeur, dans l'hypothèse d'un métamorphisme affectant une série calcaro-magnésienne, nous conduit directement à l'idée que le terme magmatique ultime, qui y correspondrait, devrait être certaines « roches vertes », du type « pyroxénites-péridotites », ce qui ne laisse pas d'être étrangement troublant, si l'on se réfère à ce que par ailleurs nous ont enseigné certains géologues relativement à la situation sur le terrain de ces roches vertes.

Enfin, si dans tout ce qui précède j'estime devoir me rallier plus ou moins complètement à l'idée de réactions affectant le solide pour les termes métamorphiques², il n'en reste pas moins

1. Dans son mémoire [4], B. Choubert avait parlé de « permanences » dans ces magmas,

2. A propos de l'existence de « solutions » et de la circulation de celles-ci; R. Perrin et M. Roubault disent [15, p. 157] : « ...mais il n'existe nulle part, dans les terrains cristallins et cristallophylliens, des apparences de discontinuités dans l'allure des phénomènes correspondant à une température critique (de l'eau) ». Dans l'allure des phénomènes, peut-être, mais il est un domaine dans lequel on peut assez facilement apercevoir un passage brusque : c'est celui des observations de terrains, lors de l'examen d'une série quelconque du métamorphisme général, et plus précisément dans la recherche de la limite absolue qui sépare la zone des micaschistes de la zone des gneiss (plus précisément : la zone des micaschistes inférieurs de celle des gneiss supérieurs), et cette limite se situe là où apparaissent de façon massive les feldspaths. Leur apparition, en dehors des phénomènes de « fronts de magmatisation », qui sont encore choses différentes, permet sur le terrain de séparer avec assez de sûreté gneiss de micaschistes et de les cartographier

vrai que dans l'état actuel de la question, il me paraît difficile de considérer le granite, terme ultime magmatique de ce métamorphisme, comme dérivant *uniquement* de processus de ce genre. La structure et surtout la texture du granite imposent encore la nécessité d'un état différent d'un état solide, tel qu'il est défini classiquement par la physique. A ce point de vue, les arguments développés si pertinemment par E. Raguin, dans sa *Géologie du Granite* [17], me paraissent devoir conserver encore toute leur efficience.

BIBLIOGRAPHIE

1. T. F. W. BARTH. — The distribution of oxygen in the lithosphere and Oxygen in rocks, a basis for petrographic calculation. *Journ. Geol.*, 56, I, p. 41 et p. 50, 1948.
2. — A propos de la distribution de l'oxygène dans la lithosphère. *C. R. som. S. G. F.*, 1948, p. 256.
3. B. BRAJNIKOV. — Sur la distribution de l'oxygène dans la lithosphère. *B. S. G. F.*, (5), XV, 1945, p. 329.
4. B. CHOUBERT. — Géochimie des magmas et permanences statistiques. *Mém. S. G. F.*, nouv. sér., t. XXVI, n° 54, 1947.
5. F. W. CLARK. — The data of geochemistry. *U. S. Geol. Surv., Bull.*, 616, 1916.
6. R. A. DALY. — Igneous rocks and the depth of the earth. (3^e ed.) 4 vol. New-York and London, 1933.
7. P. R. GIOT. — Essai synthétique sur la géologie de la Cornouaille occidentale. *B. S. G. F.*, (5), XVIII, 1948, p. 3.
8. P. LAPADU-HARGUES. — Quelques remarques statistiques sur la composition chimique des schistes cristallins. *C. R. somm. S. G. F.*, 1945, p. 41.
9. — Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *B. S. G. F.*, (5), XV, 1945, p. 255.
10. — Remarques à propos des phénomènes chimiques liés au métamorphisme. *CR. Ac. Sc.*, t. 226, 1948, p. 685.
11. — Sur la présence de zones d'oxydation et de réduction dans les phénomènes de métamorphisme. *Ibid.*, t. 226, 1948, p. 1995.

nettement. Cette zone limite atteint souvent 50 m à peine, entre deux séries qui ont respectivement, en moyenne, 8.000 m (micaschistes inférieurs) et 5.000 m (gneiss supérieurs). Sans doute, sur le plan purement chimique, celle-ci ne semble pas exister, mais, sur le plan des composants minéralogiques des faciès métamorphiques, elle s'impose nettement et sa présence montre bien, encore une fois, sur le terrain, qu'à un certain niveau, il y a-dû avoir passage plus ou moins brutal à des conditions générales différentes. Cette discontinuité doit exister vers la cote relative — 18.000 m, donc pour une température théorique de 500° C. Ceci n'apparaît pas complètement absurde si l'on veut bien considérer que la température critique de l'eau est de l'ordre de 364° C et que, d'une part, les puissances moyennes des faciès métamorphiques sont estimées sans aucune précision, et d'autre part, le degré géothermique ne varie pas nécessairement de façon linéaire avec la profondeur.

12. J. DE LAPPARENT. — Logique des minéraux du Granite. *Rev. Scient.*, 79^e an., n° 5-6, 1941, p. 285.
13. — La géochimie du chemin des profondeurs dans le passage des bauxites aux émeris. *CR. Ac. Sc.*, t. 223, 1946, p. 265.
14. M. LONGCHAMON. — Contribution à l'étude du métamorphisme des terrains secondaires dans les Pyrénées orientales et ariégeoises. *Bull. Serv. Carte géol. Franc.*, XXI, n° 131, 1940-41.
15. R. PERRIN et M. ROUBAULT. — Note sur le mécanisme du métamorphisme. *B. S. G. F.*, (5), XVI, 1946, p. 155.
16. — Métamorphisme, changement de volume et plissements. *CR. Ac. Sc.*, t. 227, 1948, p. 976.
17. E. RAGUIN. — Géologie du granite, 1 vol., Paris, 1946.
18. D. L. REYNOLDS. — The sequence of geochemical changes leading to granitization. *Q. J.*, CII, 3, 1946, p. 389.
19. — On the relation between « Fronts » of regional metamorphism and « Fronts » of granitization. *Geol. Mag.*, LXXXIV, 2, 1947, p. 106.
20. D. L. REYNOLDS et A. HOLMES. — A front of metasomatic metamorphism in the Dalradian of Co. Donegal. *Bull. Comm. Geol. Finlande*. (Liv. Jub. PENTI ESKOLA), XX, 1947, p. 25.
21. H. ROSENBUSCH. — Elemente der Gesteinslehre. (3^e ed.), 1 vol., Stuttgart, 1923.
22. H. S. WASHINGTON. — Chemical analyses of igneous rocks. *U. S. Geol. Surv., Prof. pap.*, 99, 1917.

M. J. Goguel a l'impression que certains des résultats énoncés par l'auteur expriment de simples identités d'ordre arithmétique, compte tenu du fait que — surtout pour les moyennes de groupes — les teneurs de la plupart des éléments ne varient que de quelques points. Les écarts des nombres d'atomes et nombres d'oxygènes, par rapport aux valeurs 300 et 200, correspondant à la silice, sont liés d'une manière évidente aux teneurs en alumine et fer ferrique, dans un sens, fer ferreux et alcalino-terreux et alcalis pour l'oxygène, dans l'autre sens. Leurs variations, nécessairement faibles pour les fluctuations ordinaires de teneurs, ne nous apprennent rien de plus que les analyses brutes.

Quant au poids de cent molécules, les plus grandes variations de la teneur en alumine soit 7 % pour les moyennes n'entraînent qu'une variation de 5 %; les plus grandes variations possibles des teneurs en fer ferrique et potassium n'entraînent que des variations inférieures à 2 %. Les variations possibles des autres éléments sont pratiquement sans influence; en particulier, le poids moléculaire de SiO_2 se trouve coïncider, à peu de chose près, avec la moyenne pondérée des autres poids moléculaires, si bien qu'une addition massive de silice serait sans influence. Il paraît donc difficile d'obtenir par cette voie des conclusions d'ordre géologique.

A fortiori, le fait que le poids, ou le nombre d'atomes, ou toute autre quantité rapportée à cent molécules garde la même valeur, ne saurait permettre d'établir l'égalité des apports et des départs au

cours du métamorphisme, égalité qui apparaît comme un postulat *a priori*.

M. R. Perrin présente les observations suivantes : Il est exact que, selon la remarque faite par J. Goguel, le mode de calcul employé par l'auteur n'est pas très sensible. Ce fait ne permet pas, à mon sens, en particulier, de conclure de façon certaine à l'échange atome pour atome, et je crois physico-chimiquement plus valable l'échange valence pour valence correspondant à une saturation constante des valences d'oxygène, suggéré par T. W. Barth. Il n'en reste pas moins qu'un apport simple, par substance magmatique ou ichor sans départ correspondant, se traduirait par une variation continue du nombre d'atomes au fur et à mesure de l'importance de l'apport ; la conclusion d'ensemble de l'auteur reste valable, à mon avis, et certaines de ses remarques sont suggestives. Nous avons dit, Roubault et moi, qu'il y avait deux méthodes pour étudier le mécanisme du métamorphisme : 1° la méthode statistique ; 2° l'observation précise de zones de passage où l'on peut saisir l'évolution des terrains et avons ajouté qu'il serait intéressant de confronter les résultats obtenus.

La réalité de ce que nous avons appelé « les diffusions fractionnées à double sens » est démontrée. Il suffit, par exemple, de lire dans le livre consacré au 65^e anniversaire de P. Eskola, les articles de Mikola, A. Holmès, D. L. Reynolds, C. E. Tilley, pour la constater dans des cas de métamorphisme, de migmatisation, de granitisation, et de contact gabbros-calcaires, etc... Nous l'avons démontrée nous-même dans un cas typique de « dynamométamorphisme ». On ne saurait donc en nier l'importance dans le mécanisme du métamorphisme. La confrontation est satisfaisante.

Mais l'auteur termine par une conclusion sur le granite, aucune-ment préparée par le texte. Il semble attacher une importance spéciale à la texture : où place-t-il une coupure, non révélée par ses statistiques passées et présentes, entre gneiss profonds, gneiss granitoïdes, granites gneissiques, granites à grands feldspaths orientés et granites types. J'ajouterai que les observations ont finalement conduit la grande majorité des pétrographes dans le monde, y compris des magmatistes notoires, à admettre la formation des granites à texture type, issus de métamorphisme dans le solide.

Enfin, quelle théorie scientifique donne l'auteur de l'identité de feldspaths du granite à des feldspaths de roches encaissantes, de l'existence dans celles-ci de plages granitiques isolées, des corrosions entre cristaux et autres faits cités par nous ? Je souhaite qu'il explicite sa pensée sur ces points ainsi que sur l'argument des textures et lui répondrai volontiers.

M. G. Deicha présente les remarques suivantes : Dans de récentes notes à l'Académie¹, M. P. Lapadu-Hargues publiait des statistiques

1. CR. Ac. Sc., t. 226, p. 685 et 1995 (1948).

(183 atomes d'oxygène pour 100 molécules) et des interprétations qui surprenaient. Ces résultats avaient cependant reçu une acception sans réserve de la part de MM. R. Perrin et M. Roubault sur les pages mêmes des Comptes Rendus¹. M. Lapadu-Hargues vient de reprendre ses calculs. Les tableaux qu'il présente accusent, quant à la silice, des écarts systématiques avec les nombres donnés, ici même², par MM. Perrin et Roubault. Ces écarts ne sauraient se justifier par le fait que « le mode de calcul employé par l'auteur n'est pas très sensible », comme vient de l'affirmer M. Perrin dans son intervention. Il s'agirait, semble-t-il, d'une erreur de méthode (omission par MM. Perrin et Roubault de l'oxyde ferrique Fe_2O_3) plutôt que de fautes de calcul. D'une façon plus générale la mise au point présentée par M. P. Lapadu-Hargues permet d'apprécier l'ensemble d'une argumentation statistique qui avait si largement été utilisée pour étayer la théorie généralisée des réactions à l'état solide. L'analyse algébrique devra y aider.

M. Lapadu-Hargues tient à faire remarquer que dans la communication qu'il vient de présenter, il y a d'une part des faits, d'autre part l'interprétation de ces faits. Il est très heureux de recevoir de la part de ses collègues les remarques si justifiées qui viennent de lui être faites relativement aux hypothèses qu'il a cru devoir formuler. Il est indiscutable que dans un domaine aussi neuf et aussi délicat que celui de l'interprétation des modalités régissant les phénomènes du métamorphisme, la part des hypothèses risque pendant un certain temps d'être encore assez grande. Il n'en est pas moins vrai que l'on doit souhaiter que de l'ensemble de ces recherches, encore à leur début, puisse un jour sortir un corps de doctrine cohérent sur ces questions si passionnantes et si pleines d'actualités.

1. *CR. Ac. Sc.*, t. 227, p. 976 et 1043 (1918).

2. *B. S. G. F.* (5), XVI, 1916, p. 155.

MODE DE GISEMENT DES BASALTES « PERMO-TRIASIQUES » AU MAROC

PAR **Henri** ET **Geneviève Termier**¹.

Sommaire. — J. Westerveld considère l'ensemble des basaltes et dolérites posthercyniens intercalés dans le Permo-Trias et l'Infra-Lias du Maroc comme formant un gigantesque sill. Le présent article passe en revue : 1) les caractères propres aux sills et aux coulées, 2) les principales régions marocaines ayant donné lieu à des observations précises sur les roches éruptives considérées. Cet examen permet de conclure qu'il existe au Maroc des sills limités mais que les grandes émissions attribuées au « Permo-Trias » sont bien *liées stratigraphiquement* à ce complexe et qu'il s'agit de *coulées* épanchées à l'air libre ou parfois sous la mer. Les auteurs indiquent leur conception sur le rôle métallogénique des basaltes ainsi mis en place.

En 1948, à la suite de deux rapides excursions minières, J. Westerveld [72] a publié un article fort intéressant dans lequel il conclut que toutes les laves observées dans les couches dites permo-triasiques ou infraliasiques du Maroc (ainsi probablement que celles que l'on rencontre parfois dans le Jurassique et le Crétacé du Haut Atlas [71, p. 570]), représentent les « affleurements d'un sill gigantesque » d'âge post-jurassique ou plutôt post-crétacé, s'étant mis en place « vers la fin du Crétacé ou pendant le Paléogène sur presque toute l'étendue des deux Atlas calcaires ». Cette interprétation a fait l'objet d'une note de L. U. de Sitter et A. Lagaaj [50], qui défendent le point de vue adopté par la plupart des géologues marocains, à savoir que la grande nappe basaltique se trouvant dans le Permo-Trias est une coulée dont l'âge est compris entre ceux des couches sédimentaires qui l'encadrent.

La distinction entre sill et coulée interstratifiée est souvent très délicate à établir; elle peut être pratiquement impossible en l'absence de critères suffisants, les arguments négatifs n'emportant généralement pas la décision. Nous voudrions verser au débat quelques faits précis qui permettront de serrer la question de plus près. Il ne saurait évidemment être question d'épuiser le sujet; mais nous croyons utile de rappeler les caractères propres aux sills en général et ceux

1. Note présentée par E. RAGUIN à la séance du 21 février 1949.

qui sont spéciaux aux coulées : pour ce faire, nous tenons à citer plusieurs auteurs de traités choisis parmi les géologues de terrain et les géomorphologistes qui ont acquis, par leur expérience, le droit de codifier les particularités et circonstances relatives aux modes de gisement considérés. Pour éviter de nous répéter, cette énumération critique ne sera pas donnée en guise de préliminaire, mais seulement à l'occasion de l'examen des affleurements du Moyen-Atlas septentrional. D'ailleurs, nous indiquerons en même temps les principales observations faites par nous-mêmes, puis nous rapporterons celles de nos collègues qui, ayant *patiemment levé les cartes* de vastes territoires marocains, ont eu l'occasion de voir les basaltes en question sous leurs aspects les plus divers.

I. — MAROC CENTRAL, CHAOUÏA ET MOYEN-ATLAS SEPTENTRIONAL.

Les basaltes associés au Permo-Trias paraissent bien être *liés stratigraphiquement* à ce terrain et non mêlés intrusivement à lui, parce qu'ils l'accompagnent fidèlement dans trois cas bien différents :

1) sur le bord S du « Détroit Sud-Rifain » où le complexe rouge sert de substratum au *Miocène*, depuis la Casba Merchouch jusqu'à Camp-Bataille ;

2) dans le synclinal des Chougrane et en Chaouïa, où le Permo-Trias s'engage sous le *Crétacé* ;

3) dans le Causse moyen-atlasique et le Moyen-Atlas proprement dit, où le Permo-Trias supporte normalement le *Lias inférieur et moyen*.

Les roches éruptives de ces trois groupes d'affleurements sont pratiquement identiques au double point de vue minéralogique et chimique [56, p. 1491-1501], et il est impossible de douter qu'elles fassent partie d'un même ensemble magmatique.

Bord du détroit Sud-Rifain [54]. — Si les laves envisagées proviennent d'une injection massive d'âge post-jurassique ou post-crétacé (et anté-miocène), il est hautement probable qu'elles n'ont rencontré que très localement un toit constitué par des couches rouges peu épaisses, le Jurassique et le Crétacé ne paraissant pas s'être déposés dans la région de Marchand-Maziz [56, pp. 898 et 925]. Par conséquent, *même dans l'hypothèse du Professeur Westerveld*, une bonne partie des affleurements basaltiques que nous voyons aujourd'hui dans ces parages doivent correspondre à des *épanchements effectués à l'air libre*.

Synclinal des Chougrane et Chaouïa. — Dans le synclinal des Chougrane [54], le basalte est situé à la base du Permo-

Trias. S'il appartenait à une intrusion post-jurassique ou post-crétacée, on ne voit pas pourquoi il serait *exclusivement joint au Permo-Trias* et pourquoi on ne le trouverait pas un peu partout sous le plateau des phosphates, le Crétacé transgressif et discordant ayant dû jouer pour lui le rôle d'un manteau protecteur.

Ce raisonnement vaut également pour les terrains que l'on observe dans la vallée de l'Oued Mellah, depuis les environs de Boucheron jusqu'à la route Casablanca-Rabat (voir la carte contenue dans [33]. Les affleurements de basalte s'y présentent sous forme de lentilles, mais G. Lecointre pense « qu'elles doivent, dans la majorité des cas, former de véritables coulées continues » [33, p. 94]. Les laves et les tufs volcaniques « sont interstratifiés dans les argiles gypso-salines horizontales » [33, p. 56], et parfois, à la base des couches rouges où ils montrent une « grande fraîcheur ». Un peu partout (Oued Mellah, Oued ed Dir), ces laves révèlent en plaque mince un *fond vitreux*. Enfin, dans la vallée de l'Oued Nefifikh, à l'Aïn Guetita, G. Lecointre a même observé un faciès *vacuolaire*.

*
..

Les simples faits exposés dans les deux paragraphes précédents suffisent, à notre avis, pour conclure que l'hypothèse-sill ne résiste pas à *l'examen des cartes géologiques*. Mais il importe de retourner la question sous toutes ses faces et pour cela de rapporter les principales observations de détail que l'on peut faire sur le terrain.

Causse et Moyen-Atlas septentrional. — Dans tout ce territoire, le basalte en question est *exclusivement cantonné dans le Permo-Trias* et se place le plus souvent à la partie supérieure du complexe rouge. S'il représentait un sill post-jurassique ou post-crétacé, on ne voit pas pourquoi il n'aurait pas, au moins localement, envahi un étage plus bas ou plus élevé. Or, il y a quatre autres niveaux de moindre résistance où il aurait pu se loger :

- 1) dans la surface même de discordance, c'est-à-dire entre le socle paléozoïque résistant et les premières couches sédimentaires du Permo-Trias, à la façon par exemple de la « nappe interformationnelle » de Sudbury, dans le district d'Ontario [10, p. 763] ;
- 2) au-dessus de l'énorme masse calcaire du Lias inférieur et moyen, soit dans le Lias supérieur, soit plutôt dans les marnes de Boulemane (Bajocien) ;

3) à la base des marnes crétacées (par exemple au S du Tizi Nassa, au S d'Enjil et dans le synclinal de Bekrit) ;

4) il faut enfin penser que le Moyen-Atlas septentrional a été le théâtre de mouvements orogéniques antécénomaniens, comme le démontrent la discordance du Crétacé sup. de Bou-Angueur sur le Lias moyen de Fom-Kheneg Merzouli et d'autres faits analogues [56, p. 953]. Dès lors, on pourrait s'attendre à trouver du basalte injecté dans une telle surface de discordance tandis qu'il affleure un peu plus au N mais rigoureusement incorporé au Permô-Trias.

On peut arguer que la partie haute du Permô-Trias, étant la plus riche en chlorure de sodium, a pu se prêter mieux que les autres niveaux mentionnés à la défloculation des argiles sous l'influence d'eaux alcalines [65, 66] et que ce phénomène peut avoir favorisé l'extension des fissures horizontales nécessaires à la mise en place de l'immense sill conçu par J. Westerveld. Les fissures horizontales considérées seraient ce que P. Despujols [14, p. 20] appelle des « fissures de fluides » ; leur extension aurait en principe résulté de la séparation des strates sous l'influence de l'excès de pression du magma [23, p. 470], mais il est vraisemblable qu'elle eût pu être aidée par l'augmentation de plasticité du milieu, celui-ci ayant acquis localement une appréciable mobilité instantanée.

Mais, comme l'écrit J. Goguel [23, p. 471] : « le régime régional des contraintes entraînera, soit la formation de sills, plutôt que de dykes, si la région est soumise à une compression d'ensemble, par rapport à la répartition hydrostatique des contraintes, soit de dykes, si, ne fût-ce que suivant une direction, il y a tension relative, c'est-à-dire une pression horizontale inférieure à la pression verticale ». Aussi, même dans le cas où les argiles salifères du Trias auraient constitué un niveau d'élection pour une intrusion, il serait bien peu probable que cette dernière n'ait pas, plus ou moins, emprunté les autres voies parallèles qui s'offraient à elle, et, de-ci de-là, les cassures verticales toujours présentes dans les grandes masses de calcaire telles que celles du Lias, car il est difficile d'admettre qu'au moment supposé de l'injection, la pression verticale ait été, sur des centaines de kilomètres, constamment inférieure à la pression horizontale.

Ces remarques préliminaires étant faites, passons en revue les principaux caractères offerts par le basalte en litige pour les opposer à ceux qui sont propres aux grands filons-couches. La forme et l'habitus des sills témoignent presque toujours de leur

nature intrusive. Il n'est pour s'en convaincre que de lire la récente et belle étude de F. Walker et A. Poldervaart sur les dolérites du Karroo [71]. Mais entrons dans le détail :

1) L'épaisseur de la roche éruptive est très faible par rapport à son étendue : en effet, cette puissance est en moyenne de 50 m [56, p. 1553] : à Marchand, elle est de 70 m et à Boulbab, au-dessous de la Maison Forestière, elle atteint 100 m [60]. D'une façon générale, elle est *assez constante* et ne paraît guère dépasser 150 m.

Les sills se présentent généralement comme des bancs dont la hauteur ne tend que lentement vers zéro ; or, le basalte considéré ne subit pas d'amenuisement régulier : quand il vient à manquer, c'est le plus souvent d'un seul coup et tout se passe comme s'il s'agissait d'une coulée n'ayant pas recouvert une zone trop en relief. D'autre part, les sills offrent des renflements lenticulaires qui passent au type laccolithe dans lequel le toit se montre arqué. Enfin, il est habituel que les sills perturbent, retroussent et disloquent les couches sus-jacentes [62, 63, p. 285] ou, comme le dit E. Suess [52, III, 1, p. 10] que les terrains stratifiés encaissants soient « complètement décollés et brisés, et leurs fragments entraînés par la lave ascendante, à la façon du petit lambeau tithonique de Fontana Fredda, dans les monts Euganéens » [1, p. 191]. Les sills du Karroo [71, p. 610 et 684] offrent des gonflements, des soulèvements multiformes et passent localement au type laccolithe ou au type phacolithe.

2. Il arrive fréquemment que les sills se *subdivisent* [44, p. 30] et se ramifient [63, p. 285, fig. 27] pour donner deux ou plusieurs nappes inégales, mais grossièrement parallèles, que l'on voit par exemple cheminer à une certaine distance l'une de l'autre sur les flancs d'une paroi. D'après E. de Chérelat [7, p. 25], « ce mode de gisement est principalement répandu dans le N du massif du Fouta-Djallon, où les grands escarpements rocheux sont formés par des successions de bancs doléritiques séparés par des couches schisteuses et gréseuses ». En certaines parties de l'Afrique Australe, du Toit [63, p. 285] estime que la proportion de la roche intrusive à la roche encaissante excède 1/6.

3) La nature intrusive des sills se trahit presque toujours par le fait que la roche éruptive *ne se conforme pas exactement au mur et au toit* [21, fig. 77, p. 196], mais transgresse les divers plans de stratification [1, p. 236, 63, p. 285, et s'établit soit sur un nouvel horizon [14, p. 22], soit sur plusieurs niveaux : par exemple, pour prendre un cas classique, le Great Whin Sill monte de plusieurs bancs stratifiés vers l'W [25, fig. 39 : « upstepping toward the West »]. Quand de semblables décalages [25, p. 86] deviennent plus forts [64, p. 19] le sill coupe les strates en un point ou en un autre et passe à un dyke, c'est-à-dire à une intrusion discordante [7, p. 25 ; 48, p. 76].

Les dolérites du Karroo (71, p. 603), offrent un caractère transgressif indiqué de loin en loin par des marches (degrés). Souvent elles

coupent la stratification et l'on observe *toutes les gradations entre les filons-couches et les filons proprement dits*.

4) Les sills envoient généralement des *apophyses* dans leur mur et dans leur toit [2, p. 263; 24, p. 32]. Les unes, très petites, contournées et restant sur les bords de la roche envahie, offrent des sections qui, dans la couche sus-jacente peuvent mimer des galeis [28, fig. 105, p. 153], mais les autres sont de taille suffisante pour qu'on ne puisse douter de leur naissance par injection montante à partir de la nappe [51, p. 84]. Naturellement, ces veines offrent à leur périphérie une texture fine de refroidissement (*chilled margin*) et elles développent autour d'elles, dans la roche encaissante, sur quelques millimètres ou quelques centimètres, des auréoles métamorphiques de contact en miniature.

Dans le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional, nous ne connaissons rien de semblable aux quatre caractères précédemment énumérés.

5) Les sills sont très souvent en connexion avec des *cheminées d'alimentation* prenant la forme de culot volcanique ou bien de dyke [48, pp. 76, 554]. A vrai dire, l'interprétation — sill a été envisagée dès 1929 par l'un de nous [56, p. 1491], frappé par la proximité, à 20 km au SW d'El Hajeb, de l'énorme filon de dolérite de Tichniouine ou Darouch (long de 8 km) et du basalte doléritique de Si Yahia ou Youssef, dont l'affleurement actuel est sensiblement parallèle à celui de la dolérite [55]. La question se posait donc de savoir si les lentilles de dolérite qui accidentent le Maroc central et en particulier la rive droite de l'Oued Beht, ne représentaient pas les cheminées d'alimentation de nappes s'étant propagées intrusivement à la limite du Primaire et du Secondaire. La conclusion des recherches qui s'ensuivirent fut que les dolérites, ayant été métamorphisées par le granite de Ment, sont d'un âge beaucoup plus ancien que le basalte escortant le Permo-Trias [56, p. 1478] et ne peuvent donc pas être le remplissage de ses conduits d'amenée.

6) Les sills renferment souvent des *fragments* de couches sus-jacentes [24, p. 32] enfoncés dans la roche éruptive par l'effet de l'érosion lavique ou du magmatic stoping [13, p. 267] et devenus des enclaves plus ou moins cuites et tordues [28, p. 152]. Nous n'avons rien vu de semblables dans le territoire considéré.

7) Les sills font généralement sentir l'action de la chaleur sur leur toit et sur leur mur qui se trouvent *métamorphisés* sur quelques centimètres. C'est ainsi que, dans les plateaux du Fouta-Djallon « les cornéennes de contact sont très communes » [7, p. 25].

En Afrique du Sud [71, p. 594, 610, 614, 675] le magma qui a donné les dolérites a eu localement une très forte action sur les roches encaissantes. Les sédiments ont été assez souvent métamorphisés en quartzites, en cornéennes, en roches à grenat et wollastonite; plus rarement ils ont été fondus en un verre brun clair; enfin ils ont pu être transformés et mobilisés : les phénomènes « rhéomorphiques » et

« syntectiques » sont donnés comme très fréquents par les divers observateurs. Il est même très courant d'observer de la dolérite veinée par la roche encaissante devenue mobile.

Quelques-uns de ces effets devraient être visibles sur les argiles, les pélites et les grès rouges du Permo-Trias, ainsi que sur les marnes grises et les dolomies du Lias inférieur : nous ne les avons observés nulle part.

8) Les sills, comme d'ailleurs toutes les masses qui ne se consolident ni à l'air libre ni au fond de la mer, sont généralement édifiés par des roches holocristallines : quand le magma formateur appartient à la famille du gabbro, il se fige en dolérite, parfois à gros éléments [1, p. 236]. On connaît ainsi des gabbros à olivine accompagnant les basaltes du Kilauea et ceux du volcan de la Réunion.

Ce cas est le plus fréquent, mais on peut citer des exemples fournis par les autres familles de roches : ainsi, A. Lacroix [27] a décrit une monzonite à grain fin constituant un sill dans les trachyandésites du Cantal et qui « représente la forme du magma trachyandésitique consolidé dans les conditions particulières dues à son intrusion dans la masse de l'appareil volcanique » [31, p. 195]. Ainsi également avons-nous eu l'occasion d'observer [61] un volcan quaternaire dont les pentes sont formées d'ankartrite et le culot par une roche holocristalline à gros grain affleurant sur 250 m de diamètre.

Or, les laves insérées parmi les sédiments du Permo-Trias, dans le territoire considéré, sont toujours des basaltes à grain fin et ceux-ci offrent très souvent des *plages vitreuses* [56, pl. XXV, XXVI] avec cristallites plus ou moins nets globulites, belonites, cumulites, etc.). Ce fait est plutôt en faveur de l'hypothèse — coulée [24, p. 32].

9) Les sills montrent près de leur toit une *bordure refroidie* qui se manifeste par une texture à grain fin [49, p. 412 ; 34, p. 44], tandis que la bordure refroidie des coulées est plutôt bullense et scoriacée. Nous devons dire que la plupart des affleurements examinés sont particulièrement altérés à leur plafond et transformés en une terre verdâtre (voir plus loin si bien qu'il est difficile de se prononcer. Quand elle est sinon fraîche, du moins relativement cohérente, cette partie haute ne montre pas de faciès spumeux identique à celui que l'on observe dans les laves quaternaires, mais on y voit souvent des vésicules de calcite et de zéolithes, ce qui est plutôt en faveur de la seconde hypothèse, car il faudrait que la roche soit singulièrement bien conservée pour montrer encore les vides initiaux. En effet, comme l'a écrit J. de Lapparent [31, p. 129] : « Les roches anciennes scoriacées sont devenues compactes parce que les soufflures qu'elles contenaient ont été remplies par des minéraux secondaires formés par suite de l'altération des minéraux constitutifs de la roche à l'origine. »

10) Ajoutons que la *surface supérieure* du basalte paraît çà et là ravinée par les couches rouges du Permo-Trias ou par les calcaires du Lias, mais ce ravinement est moins net que celui du substratum de la roche éruptive. Il semble que l'on puisse, dans certains cas,

reconnaître une *surface d'altération continentale* et de petites dépressions remplies par les sédiments sus-jacents. Cette érosion continentale du Trias et l'érosion marine du Lias qui, suivant les points, ont entamé le basalte, suffisent peut-être à expliquer la rareté du faciès scoriacé et de la structure fluidale.

11) L'observation sur le terrain montre que la *surface inférieure* du basalte est loin d'être toujours parallèle à la stratification des couches rouges. Quand c'est le cas, elle ne repose jamais bien longtemps sur les mêmes strates, mais elle les *ravine*. Ceci est bien différent des décalages habituels aux sills : en effet, on se trouve en présence d'une lave ayant *noyé une ancienne topographie* [56, p. 1491 : 49, p. 358] en coulant sur les pélites rouges : si l'on suit la partie haute du substratum, on constate que les couches sédimentaires ne sont ni recoupées, ni refoulées, ni injectées.

Le basalte a souvent rempli des poches préexistantes, obliques à la stratification, et donné des filons *per descensum* en comblant des fissures au sein des pélites et des grès, par exemple au NNW de la Casba Zad (coordonnées Lambert 518-261).

En certains point, par exemple aux environs de la Casba Aït Oufella (coordonnées Lambert 532, 4-258), la base de la nappe offre des *brèches éruptives* [56, p. 646].

12) La continuité entre les affleurements de basaltes existe, mais par leurs parties hautes et non par leurs parties basses ou latérale-ment : il y a souvent des lacunes et de telles différences d'altitude entre les témoins rapprochés de la roche éruptive, qu'elles paraissent incompatibles avec le mécanisme d'une intrusion guidée par un plan de stratification ou de fracture. En revanche, si la surface de base du basalte épouse une topographie relativement accidentée dans le détail, le corps même de la roche éruptive présente souvent une *stratification* des plus nettes et parfois mêmes de belles orgues, par exemple près de Merzaga [56, p. 651] et à l'W de Boulemane [56, p. 648].

Il est vrai que les sills offrent le phénomène de la prismatisation quand leur épaisseur est suffisante, par exemple, d'après du Toit [62, 63, p. 285] à la colonie du Cap dans la Vallée de la Désolation, près de Graaff Reinet où la « columnar structure » est particulièrement nette, mais les auteurs qui ont vu ces grandes intrusions ne paraissent pas avoir été frappés par la netteté de leur stratification.

13) Il est également vrai que nous n'avons pas rencontré de galets de basalte dans les couches rouges terminales ni dans le Lias sus-jacent : cette observation négative serait plutôt en faveur de l'hypothèse — sill, mais il faut immédiatement ajouter que le Lias ne contient pas davantage de fragments des grès ou des conglomérats permo-triasiques, lesquels sont cependant parfois très résistants.

Conclusion. — Pour ces différentes raisons, dont les principales ont déjà été publiées [56, p. 1491], nous ne pensons pas avoir affaire à un sill et inclinons vers l'interprétation généralement admise.

En ce qui concerne le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional, nous concluons que le basalte envisagé est *lié stratigraphiquement* au Permo-Trias et même incorporé à lui. Or, ce complexe rouge est une *formation continentale* déposée sur un pays préalablement *arasé*, c'est-à-dire une formation qui a présenté des conditions particulièrement favorables à l'existence d'une coulée. Comme les argiles et les pélites qui encadrent le basalte renferment très généralement du sel et du gypse, on peut admettre que les coulées se sont épanchées sur des chotts analogues aux chotts actuels de l'Algérie [56, p. 1492].

II. — MOYEN-ATLAS MÉRIDIONAL ET HAUT-ATLAS.

Dans ces deux chaînes, l'« évidence du terrain » n'est point partout la même que dans les deux régions précédentes et elle en diffère par les caractères suivants :

1) On trouve du basalte à *plusieurs niveaux* stratigraphiques correspondant à de grands écarts chronologiques entre les terrains encaissants, entre autres [6, p. 12-13; 47, p. 11] : *a)* au sommet du Trias et à la base du Lias ; *b)* au-dessus du Lias supérieur ; *c)* au sein du Dogger ; *d)* dans l'Infra-Cénomanién.

2) Les laves des trois dernières catégories sont beaucoup *plus fraîches* que celles qui sont liées au Permo-Trias dans l'ensemble du Maroc. En effet, ces dernières se montrent le plus souvent transformées en une terre verdâtre, brunâtre ou grise, sillonnée par des filonnets (nés *per descensum*) de calcite, de calcédoine et d'oxyde de fer. On peut ramasser, dans la masse, des morceaux d'améthyste (Asni, Marchand), de cornaline rose (Sidi Rehal près Demnat), de sardoine, de jaspe rouge ou violet, des agates à bandes parallèles concentriques et irrégulières, et des fragments de roche, colorés en vert cru par de la chlorite [56, p. 1493].

Ajoutons que l'altération météorique du basalte a engendré, à l'W de Boulemane et au S de Demnat [58; 59] de l'aérinte, minéral d'un bleu lessive à rapporter au groupe des chlorites. Ce minéral rare se présente au Maroc sous un faciès identique à celui qu'on lui connaît, depuis les trouvailles de M. Dalloni [11, p. 189; 12, p. 147] dans les Pyrénées aragonaises et catalanes, où il résulte de la décomposition de l'ophite.

A notre connaissance, cet *ensemble* de produits secondaires n'a jusqu'à présent été observé au Maroc *que* dans le basalte lié au Permo-Trias ;

3) Ces mêmes laves témoignent en maints endroits de leur nature *intrusive* en formant des dykes qui coupent les couches ou

des protubérances qui les retroussent (par ex., à Taouja l'Mouden, de coordonnées Lambert 419, 45-181, 35, près d'Isseksi, secteur où nous avons levé une carte au 5.000^e, à environ 10 km au NE d'Ouaouizarht).

4) Enfin, pour autant que l'indiquent nos observations (lesquelles sont fragmentaires, nous nous empressons de le dire, ces roches n'offrent pas les mêmes *caractères chimico-minéralogiques* que celles du Permo-Trias. Mais les partisans de l'hypothèse-sill pouvant toujours invoquer des conditions de refroidissement différentes et au besoin de légères différenciations magmatiques, nous n'insisterons pas sur ce point, cependant important.

Ces dissemblances ainsi nettement marquées, passons rapidement en revue les principales régions des chaînes envisagées qui ont fait l'objet de cartes géologiques régulières.

Région de l'Aït Moussi. — E. Roch [45, p. 172], donne une coupe de Tirkou à Bigoudine qui montre la coulée de basalte nettement superposée aux marnes et grès rouges ; et l'auteur ajoute : « on revoit cependant, au-dessus d'elle, des *conglomérats pourpres* à cailloux de quartzites ravinant la roche éruptive ». Ces couches supérieures, auxquelles s'adjoignent, à quelque distance, des grès rouges, représentent soit la partie terminale du Trias soit, moins probablement, le Jurassique lagunaire. Le *ravinement* observé par E. Roch au toit du basalte n'est pas en faveur de l'hypothèse — sill.

Atlas de Marrakech. — Dans cette région étudiée par L. Moret [40], puis par J. Dresch [18], le basalte se place toujours dans la partie haute du Permo-Trias [18, p. 34 et *passim*], ou même au-dessus des sédiments de ce complexe, quel que soit son *superstratum* : Jurassique laguno-marin comme à l'Aguerd n'Mougar et près de Télouet [40, p. xxiii, coupe 1] ou Crétacé inférieur, par exemple dans la région de Zaouia Si Driss-Tiadrine-Aït-Enzel-Assaka [*id.*], au S du massif Tifenout-Tidili [40, coupe 2], ou enfin dans le Kheneg du Nfis [17, fig. 2, p. 380].

S'il s'agissait d'une intrusion, pourquoi ne se serait-elle pas faite immédiatement au-dessous du Permo-Trias, entre le substratum paléozoïque résistant et sa couverture discordante, en particulier dans les régions où se trouve « un niveau argilo-gypseux à la base du Stéphanio-Trias » [40, p. 105] comme à Aït Zifa, dans l'Ourika, ou bien encore au sein des marnes crétacées ?

En outre, L. Moret signale [40, p. 58] dans les nappes basaltiques en question, des « scories très vacuolaires, rouges, rappelant tout à fait certaines de nos spilites du Trias des Alpes du Dauphiné ».

Ces données nous paraissent favorables à l'hypothèse des coulées.

Région de Demnat et de Télouet. — E. Roch [46], rapporte à la base de la série liasique les laves dites du Permo-Trias : « le plus souvent, ce sont des roches à structure finement ophitique, riches en pyroxène pigeonite, englobant des plagioclases et des baguettes d'ilménite. Le basalte doléritique est souvent disposé en bancs si réguliers que l'on ne doute pas qu'il ne s'agisse de coulées » [47, p. 11].

Quant au basalte qui recouvre les grès des Guettoua, dans le synclinal des Aït Attab, il est « très vacuolaire » [47], comme scoriacé, et appartient probablement à une coulée épanchée à l'air libre d'après E. Roch [46, p. 251, 262] qui s'appuie sur les déterminations en plaques minces et sur les conclusions de A. Lacroix et de E. Jérémie. Selon le même auteur, « la présence de cendres stratifiées à la base des coulées est probable » et cette nappe basaltique aurait été « en partie démantelée par la transgression crétacée » [47, p. 19].

Région du Tadla. — J. Bourcart [5, p. 37-39] a remarqué que les basaltes d'âge mésozoïque sont intercalés surtout « au milieu de niveaux marneux, en couches horizontales » et « en filons verticaux dans les calcaires (ou dans les grès), c'est-à-dire dans toutes les couches qui ne sont pas plastiques ».

L'idée que ces nappes de basalte sont des sills, c'est-à-dire résultent d'une injection sous couverture, a été proposée par J. Boucart [3] pour l'ensemble du Tadla, puis par l'un de nous [57, p. 203] pour la zone d'Isseksi-Taguelft. J. Bourcart envisage donc des venues éruptives postérieures au Dogger, au Jurassique supérieur ou à l'Éocrétacé [5, p. 37], conception vraisemblable. A notre avis, la question reste à discuter dans chacun des cas particuliers. Par exemple, la nappe basaltique de Sgatt pourrait être un sill, mais elle ressemble aussi beaucoup à une coulée et montre un faciès *vacuolaire*. Les grès et conglomérats rutilants qui lui servent de mur et de toit n'ont d'ailleurs été recouverts que presque certainement par le Cénomano-Turonien [6, p. 32] et peut-être par le Pontien¹. Le basalte de Sgatt se trouve dans un terrain *continental* qui a fourni des ossements de Dinosauriens

1. Jusqu'à présent, le niveau le plus ancien dans lequel les dolérites et les basaltes doléritiques aient été trouvés en galets est représenté par les conglomérats de l'Arhembo et de la Cathédrale (synclinal de Tillouguit) qui sont rapportés par J. BOURCART avec doute au Sénonien [5, p. 33] et par G. CHOUBERT au Pontien [8, p. 731].

[4 ; 37] ; celui des Aït Attab fait également partie d'une série non marine : tous deux apparaissent donc dans un ensemble de couches éminemment propres à recevoir des coulées de plein air.

Haut Atlas de Midelt. — Dans cette région il y a selon G. Dubar [18 bis p. 46-49] deux ensembles bien distincts :

1) les basaltes et dolérites rapportés au « Trias », ordinairement transformés en spilite ou passant à des roches ophitiques très altérées : les uns et les autres sont d'âge triasique ou plutôt « infraliasique » ;

2) les dolérites et autres roches basiques du centre de la chaîne, qui forment « un ensemble de massifs, apophyses et filons, en relation les uns avec les autres et liés aux terrains jurassiques ». Ces roches sont, pour la plupart, « postérieures au Dogger marin ».

Le second ensemble fournira sans doute des exemples de sills mais le premier paraît bien appartenir à des coulées.

Pour E. Roch [46, p. 425], dans la région montagneuse située à l'Est de Marrakech, les venues éruptives sont la conséquence de mouvements orogéniques « échelonnés dans le temps » et ils « ont accompagné chacune des pulsations de l'écorce terrestre ».

III. — RIF ET MAROC ORIENTAL.

Rif. — J. Marçais [37 ; 38] a découvert du Keuper, daté par des fossiles, qui paraît bien être lié à des « dolérites en coulées interstratifiées » et à des tufs volcaniques.

Couloir de Taza-Oujda. — Nous serons très brefs sur cette région qui n'a pas encore fait l'objet de cartes géologiques détaillées. Remarquons seulement que J. Westerveld écrit [71, p. 6] : « L'âge post-jurassique de la roche considérée ici est souligné, d'ailleurs, par l'existence dans la série jurassique de dykes de roches volcaniques basiques. Un de ces filons de laves fut noté à l'W de la route Taourirt-Narguechoum au pied d'un contrefort avancé jusqu'à la bordure de la plaine. » Or, cet affleurement est bien connu : il ne s'agit pas d'un dyke en liaison avec la nappe de basalte dit « permo-triasique » mais d'une roche décrite par L. Duparc [16] sous le nom d'aïounite et dont l'étude vient d'être reprise par M^{me} E. Jérémie [26]. Cette méprise a déjà été relevée par L. U. de Sitter et R. Lagaaj [50].

Région d'Oujda. — Les laves liées au Permo-Trias sont présentes au N d'Oujda dans les Beni Snassen (Aïn Sfa). Au S

d'Oujda, elles ont été étudiées par G. Lucas, puis par B. Owodenko.

Dans les monts de Ghar Rouban, G. Lucas [35] conclut à des coulées et précise même qu'en « deux cas les basaltes constituent évidemment des coulées sous-marines » [35, p. 132]. Mais les modes d'altération observés sont très différents : la roche d'el Mellaha [35, p. 143 et fig. 33] a probablement « été incluse, après son dépôt, dans les sédiments de lagunes sursalées », tandis que celle du Dj. Temalouft [35, p. 140] semble avoir subi « l'altération continentale du type latéritique, qui sévissait dans la région avant le Lias [35, p. 134].

Région de Djerada. — B. Owodenko [37, p. 91-99] a observé deux nappes de diabase séparées par une intercalation de calcaires magnésiens épaisse de 5 à 10 m et il écrit : « La coulée n'a pu recouvrir ni les points hauts, ni les zones en contre-bas protégées par des « barres » » (p. 98), puis : « Après le dépôt des calcaires, une nouvelle nappe de diabases s'est étendue sur le pays. D'après les coupes, l'épaisseur de cette nappe est de 30 m environ. Elle a évidemment dépassé le domaine de la nappe inférieure et s'est épanchée sur des terres jusqu'alors épargnées, et dont l'altitude ne dépassait pas 30 m par rapport au sommet des calcaires. Ainsi s'explique la présence de diabases au-dessus des argiles du Dj. Chekhar, au signal de Mahseur ben Tsour, etc. »

IV. — REMARQUES SUR L'ÉRUPTIVISME POSTHERCYNIE DU MAROC ET DE QUELQUES RÉGIONS VOISINES.

En rapprochant toutes les observations précédentes, et en considérant l'ensemble des affleurements et des gisements de basalte du Maroc, compris entre le Paléozoïque et le Cénomanien, est-on en droit de conclure qu'ils appartiennent à un seul et grandiose phénomène intrusif ?

Ensemble du Maroc. — Le sill gigantesque ainsi conçu serait le plus grand du monde, puisque, de la route Casablanca-Rabat au bord S du Haut-Atlas, il aurait un peu moins de 300 km de largeur et que, depuis la région d'Agadir jusqu'à celle d'Oujda, il compterait 800 km de longueur. Cette dernière dimension devrait même être portée à 1.000 km, le « basalte » [36] permo-triasique étant connu dans la boutonnière de Tifrit au NE de Saïda et devant sans doute s'étendre plus à l'E. Au SW de Tifrit, un sondage implanté à environ 1 km au S de la ville de Saïda, dont la coupe

nous a été aimablement communiquée par M. G. de Beauregard, Directeur général du B. R. M. A., a traversé de — 94 m à — 145 m, soit sur 51 m d'épaisseur, ce basalte, sous les dolomies du Lias inférieur et moyen. Même les nappes intrusives de l'Afrique du Sud [62, 63] n'excèdent pas 160 km de longueur (celle qui se trouve entre Langebergen et Tanqua Valley) et ne paraissent pas s'être étalées sur plus de 15.000 km². En Ecosse, d'après G. W. Tyrrell [64], le Whin Sill dépasse 130 km de longueur, mais ne couvre guère que 4.000 km². En Amérique du Nord, le plus grand des sills triasiques, celui qui comprend l'affleurement de Palisade [13] s'allonge sur 160 km. Seuls les immenses sills et dykes de l'Antarctique, qui, d'après Ferrar [20, p. 784] s'étendraient sur 750 km de longueur, pourraient être comparés au grand sill hypothétique du Maroc, mais ces intrusions n'ont pas fait l'objet de levés réguliers et nous ignorons leur largeur.

Le sill marocain couvrirait de 200.000 à 300.000 km². On ne peut évidemment décréter *a priori* qu'une telle intrusion est impossible, mais on nous accordera qu'avant d'admettre la réalité d'un tel « phénomène » il faille y regarder de plus près. Car, sans entrer en des calculs de pression hydrostatique et de résistance des matériaux toujours sujets à caution puisqu'on ne peut tenir compte de l'importance exacte des fractures rencontrées par le magma envahisseur, il faut se demander si une telle intrusion n'aurait pas dû provoquer des glissements et même de grands décollements des masses sus-jacentes : or, personne n'a jamais signalé au Maroc des dislocations de cet ordre.

De plus, dans le cas d'un sill offrant les dimensions envisagées, il y aurait de grandes probabilités pour que la nappe intrusive ne présente point partout une allure régulière et montre de grandes variations d'épaisseur. Reposant très près de la surface arasée du socle paléozoïque résistant, il y aurait peu de chances pour que le sill devienne lopolitique [13, p. 77] — c'est-à-dire démasque un affaissement du mur — mais on devrait s'attendre à ce qu'il prenne de-ci de-là un caractère laccolithique et mette en évidence un toit non seulement soulevé mais arqué. Il serait étonnant qu'un sill de telle envergure ne soit pas multiple, ce qui est fréquemment le cas pour les dolérites du Karroo [71 *passim*] et ne présente pas, au moins localement, des injections successives de magmas déjà différenciés, comme cela paraît bien être le cas du Lugar Sill [64 *bis*].

Enfin, une injection, même multiple, couvrant de pareilles étendues n'irait pas sans changements magmatiques et l'on observerait sans doute des parties réalisant quelques-unes des mo-

dalités bien connues de différenciation magmatique [13, p. 333-344; 64, p. 150], entre autres des changements analogues à ceux qui ont été décrits par Emmons [19, p. 73-82], par Merriam [39, p. 456-465], par Walker et Poldervaart [71], par Hurlbut [25 *bis*] et par bien d'autres observateurs.

Pourtour de la Méditerranée. — Si l'on veut prendre les choses de haut, il n'y a aucune raison de se limiter au Maroc. Or, en sortant des frontières de ce pays, on voit tout de suite que l'activité éruptive a été très développée, durant la période qui va du Permien à l'Infra-Lias, sur la périphérie de la Méditerranée occidentale. En effet, on trouve des pointements d'ophite associés au Trias un peu partout en Algérie et en Tunisie, au Portugal, en Espagne et dans les Pyrénées, où ils ont été décrits par de nombreux observateurs.

En ce qui concerne les Pyrénées françaises, il semble que l'on ait affaire à plusieurs ensembles de venues éruptives bien distinctes par leur nature et par leur âge.

1) P. Viennot [67 à 70] a découvert dans le massif de la Rhune des « coulées de roches basaltiques interstratifiées dans le Permo-Trias » et il a même pu préciser qu'elles « se placent au sommet du Permien ». Ces coulées ont été retrouvées par P. Lamare [29] dans les Pyrénées navaraises, en des points très divers du massif de Cinco-Villas. De même, notre confrère a vu au S de Bidarray, dans la vallée de la Nive, « une couche de basalte spilitique » sur le poudingue de base du Trias et il signale que, dans le massif du Mendarve près de Santesteban, des « coulées basaltiques importantes... associées aux argilites et autres roches permienues, reposent en discordance sur les schistes carbonifères ».

2) Les dykes et masses andésitiques, du type du Pic du Midi d'Ossau, étudiées par J. de Lapparent [32], traversent le Houiller et la partie inférieure du Permien près de la frontière franco-aragonaise. Ces roches se voient aussi sur le versant S où elles ont été décrites par M. Dalloni [11, p. 152]. En outre, des dykes porphyritiques avec couches épaisses de tuf, sont assez fréquents dans les Pyrénées catalanes [12, pp. 116, 118, 125]. Pour M. Dalloni, la mise en place de ces roches andésitiques et porphyriques (*s. l.*) pourrait dater de l'époque de dislocation antérieure au Permien moyen et supérieur.

3) Le troisième ensemble est constitué par l'ophite dont le mode de gisement est uniquement intrusif mais qui est strictement localisé dans le Trias supérieur [69, p. 313]. Pour M. Dalloni [12, p. 151] elle ne se rencontre « jamais au milieu des terrains primaires » et « les couches du Lias ne paraissent pas influencées par l'ophite qui, vraisemblablement, est venu au jour aussitôt après la fin de la période triasique ».

Dans les Alpes françaises, les roches basaltiques du Trias et de

l'Infra-Lias sont connues depuis longtemps en plusieurs régions (variolites du Drac, mélaphyre andésitique des environs du Pelvoux qui alterne localement, sur 200 m, par exemple au col d'Hurtières, avec des scories et des tufs).

Dans les Alpes calcaires du Tyrol méridional, en particulier dans les Dolomites, les venues de roches basiques diverses en filons et en coulées sont classiques.

On serait donc presque en droit de parler d'une ceinture de feu de la Méditerranée triasique et infraliasique. Il faudrait peut-être souhaiter qu'un pétrographe entreprenne une étude synthétique de toutes ces venues éruptives pour comparer leur nature lithologique, leur mode de gisement, et préciser leur chronologie.

Il ne peut être question d'assimiler *a priori* la basalte doléritique marocain à l'ophite des Pyrénées, ces deux roches ayant une texture et une composition actuelles assez différentes. Mais, d'une part, dans le bassin de Saint-Jean-Pied-de-Port, Auguste Michel-Lévy a « observé plusieurs coulées d'ophite au milieu des marnes bariolées du Trias supérieur, le tout étant recouvert par le Lias moyen fossilifère » [30, p. 1777]. D'autre part, G. Lucas parlant des basaltes triasiques de Ghâr Rouban écrit [35, p. 145] : « les laves se sont donc écoulées sous la mer, mais sur des pays différents ; leur altération... leur histoire ultérieure s'en sont ressenties. Celles qui reposent sur le Primaire indéformable sont restées subhorizontales, et n'ont subi que des rejets par faille, éventuellement, des déformations par flexures ; au contraire, celles qui sont incluses dans du Salifère, soumises à la tectonique propre de ce milieu très fluide, ont été déformées et violemment relevées ». Et l'auteur précise [35, p. 143] : « Ces petits massifs salifères contiennent souvent des blocs, disséminés sans ordre, ou groupés en amas informes, de dolérites plus ou moins largement cristallisées et de basaltes. » Ces blocs, groupés en amas informes, peuvent très bien, quand ils sont largement cristallisés et fortement altérés, faire songer aux pointements d'ophite décrits par beaucoup d'auteurs. En effet, J. Savorin [47 bis, p. 8] rapporte l'observation suivante : « A Sefrou, non loin d'Aïn Sfa, le passage latéral du Trias lagunaire (argiles bariolées à gypse) à une roche éruptive remarquable (diabase ophitique) offre un intérêt théorique spécial. L'association de ces roches est fréquente dans les chaos triasiques algériens : mais ici, à Sefrou, on la voit dans son état originel, sans dérangement des couches ».

Nous penserions volontiers que l'ophite provient d'un magma offrant initialement une nature presque identique à celui du basalte, mais qu'elle a été mise en place d'une manière différente. A nos yeux, elle ne correspondrait pas à des coulées mais plutôt à des injections dans le niveau plastique du Keuper maintenu par sa couverture entre deux masses rigides, c'est-à-dire au mode d'intrusion que nous avons

refusé au basalte « permo-triasique » du Maroc. La composition chimique du magma aurait en outre été modifiée par l'assimilation d'une petite partie des sels contenus dans le Trias (on commence aujourd'hui à soupçonner le rôle des traces en pétrographie). Nous ne nous dissimulons pas le caractère hypothétique de cette interprétation, mais elle ne peut être repoussée *a priori* et serait peut-être même susceptible de vérification expérimentale.

En tout cas, de nouvelles études sur le terrain paraissent également nécessaires pour élucider le problème de l'ophite. Or, il semble que l'Algérie puisse se prêter à des observations décisives puisque dans sa zone moyenne ou zone du Haut-Tell (Ghar Rouban-Saïda) on observe le basalte doléritique en coulée dans le Permo-Trias, tandis que dans sa zone N. ou zone de l'Atlas tellien, les géologues, entre autres L. Gentil [22, p. 161], ne parlent guère que d'une ophite de tous points comparable à celle des Pyrénées.

Quoi qu'il en soit des distinctions et des assimilations qui restent à opérer, les venues éruptives triasiques et infraliasiques du pourtour de la Méditerranée occidentale forment un ensemble assez bien établi. Aussi la remise en question de l'âge du basalte « permo-triasique » marocain, lequel est considéré par la plupart des géologues qui l'ont cartographié comme faisant partie d'un cadre général, doit-elle presque forcément se répercuter sur les attributions d'âge des venues éruptives tenues *grosso modo* pour ses contemporaines dans les autres pays circum-méditerranéens.

Examinons donc ce problème chronologique à la lumière des faits que nous avons exposés.

Age du basalte marocain dit « permo-triasique ». — Dans une note précédente [60], nous avons rapporté deux observations qui permettent de situer dans le temps la grande émission de lave entre deux limites assez nettes. D'une part, le basalte est plus récent que la discordance de Khenifra entre l'Autunien et le « reste » du Permo-Trias, discordance qui correspond probablement à la phase saalienne de Stille. Ce fait explique que l'on ne rencontre de basalte ni dans les affleurements d'Autunien daté (Khenifra même, Bou Achouch) ni dans ceux qui représentent manifestement la base du complexe rouge, comme par exemple la bande synclinale comprise entre le Tizi n Test et le Jebel Ifillilis, cartographiée par L. Neltner [42], par J. Dresch [18], et par nous-mêmes. D'autre part, à Boulbab [60], le basalte est surmonté par 190 m de couches rouges qui renferment un gisement de cf. *Voltzia*. Aux points considérés, la coulée s'est donc vraisemblablement épanchée entre le Saxonien et la fin du

Trias. Cette conclusion semble valable pour tout le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional. Dans le Haut-Atlas de Demnat-Skoura, E. Roch [46, p. 147, 149, 163, 165] a de bonnes raisons pour dater du Lias inférieur la mise en place du basalte. En effet, le Stéphano-Trias, purement continental [46, p. 147] est surmonté par des coulées de basaltes doléritiques, des dolomies, des cargneules, des calcaires, des marno-calcaires et des « couches rutilantes, gréseuses, argileuses, souvent salifères, parfois gypseuses » [46, p. 149], de caractère lagunaire auxquels succèdent des calcaires à Brachiopodes et des calcaires à Ammonites, c'est-à-dire des couches marines qui ne se montrent vraiment fossilifères qu'au Pliensbachien. Il est pratique, pour le géologue qui lève la Carte, de placer la limite inférieure du Lias au changement de faciès qui marque l'établissement progressif du régime marin, caractéristique du Lias moyen et supérieur.

Ainsi, les coulées de basalte ne seraient point partout rigoureusement contemporaines, mais comme le dit E. Roch [46, p. 166] : « Rien ne s'oppose à ce que, dans le N du Maroc, le basalte soit triasique et que, dans le S, il soit plus récent. » Tout le monde sait, en effet, que les grandes émissions de lave ne se sont pas faites en un jour : les trapps du Dekkan, en majeure partie néocrétacés, ont, d'après Haug, « continué de s'épancher au commencement de l'époque nummulitique ».

Considérons d'ailleurs cet essai de corrélation comme une tentative ayant encore besoin de réajustements. Il ne faut pas oublier que les attributions d'âge auxquelles ont abouti les géologues marocains, aussi bien dans le Maroc central que dans l'Atlas de Demnat, restent souvent à étayer ou à préciser par de nouvelles récoltes de fossiles.

V. — RÔLE MÉTALLOGÉNIQUE DU BASALTE PERMO-TRIASIQUE.

J. Westerveld écrit [71, p. 4] : « Les relations intimes constatées partout entre les dépôts de manganèse métasomatique du Maroc oriental et du Sud marocain (Narguechoum, Tanourat, Bou Arfa, Imini) et d'autres gisements métallifères d'une part et les couches doléritiques d'autre part, révèlent l'importance de celles-ci comme roches mères d'un groupe compréhensif de gîtes métallifères du Maroc, dont les substances métalliques telles que le manganèse, le fer, le cuivre, le zinc, le plomb et le baryum, furent évidemment exsudées en direction verticale autant que latérale du magna encore partiellement liquide

avant d'atteindre les gîtes actuels dans les séries mésozoïques. »

Nous pensons depuis longtemps que le basalte permo-triasique a joué un rôle dans la genèse de plusieurs gîtes minéraux du Maroc, mais pour nous, les processus de métallisation intervenus sont d'ordre bien différent [15]. Il serait trop long de passer en revue chacun des métaux cités.

Relativement au manganèse [41], nous ne voulons pas entrer en discussion avec notre confrère hollandais : il faudrait faire état de rapports inédits, l'un de J. Gubler (1940), l'autre de G. Choubert (1946), qui ne sont pas entre nos mains. Nous nous contenterons de signaler de fort pertinentes observations de J. Barthoux et de E. Gagnebin, résumées par G. Lucas dans sa thèse [35, p. 142].

Pour ce qui est du fer, il faut noter que la somme des oxydes Fe_2O_3 et FeO dans les basaltes permo-triasiques est presque toujours supérieure à 10 %. Or, comme nous l'avons dit, ces roches ont recouvert la majeure partie du Maroc en atteignant assez souvent 100 m d'épaisseur. Dès lors, il est facile de se rendre compte de l'ordre de grandeur du tonnage en minerai que représentent ces énormes masses de roche éruptive. Comme d'autre part, les couches sédimentaires du Permo-Trias sont-elles-mêmes assez riches en fer, provenant sans doute du démantèlement de la chaîne hercynienne, il y a de fortes probabilités pour que le complexe rouge, qui a reposé durant des millions d'années, comme un gigantesque manteau, sur les terrains hercyniens, ait joué le rôle d'un *magasin de fer pratiquement inépuisable* pour ces terrains qui montrent assez fréquemment des imprégnations *per descensum*, ainsi que pour les formations sédimentaires plus récentes auxquelles il a servi de substratum. C'est l'idée qui a été soutenue par l'un de nous depuis près de 25 ans [53].

VI. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES.

Pour terminer, nous dirons qu'il y a certainement des *sills* au Maroc, mais que de nouvelles observations s'imposent encore pour établir indiscutablement la nature intrusive de telle ou telle nappe de roche volcanique.

En ce qui concerne les laves incorporées au Permo-Trias, nous continuons [56, p. 1553] à penser qu'il s'agit d'épanchements colossaux du type « basalte des plateaux », mais à échelle plus grande, puisque ce déluge volcanique a recouvert la majeure partie du Maroc. Cette importance démesurée, comparable à celle des trapps du Dekkan (lesquels couvrent 300.000 km²), à celle des laves postéocènes du Groenland, qui prennent le pays en écharpe depuis la côte W jusqu'à la côte E [52, p. 1525] et à celle des basaltes de Sibérie, incite à leur attribuer une origine

fissurale analogue à celle des immenses coulées de l'Inde péninsulaire, ce qui expliquerait la rareté des tufs qui leur sont associés. On peut imaginer 56, p. 1003, 1492 « des fentes de décompression, parallèles aux plis hercyniens, ayant disparu à la suite des mouvements secondaires et tertiaires qui ont d'abord repris à peu près les directions hercyniennes ».

Étant donné l'intérêt qu'il y a toujours à rapprocher les successions semblables de grands phénomènes géologiques, nous ferons remarquer avec G. Choubert [9, p. 68] que ces laves ont envahi « la presque totalité de la chaîne atlasique arasée, tout comme à l'aurore des temps primaires, les laves de la fin du Précambrien ont recouvert la chaîne précambrienne ». Or, le phénomène s'est répété à moindre échelle au Quaternaire. Le Moyen-Atlas septentrional compte à lui seul plus de 100 volcans, mais les appareils y sont généralement petits et beaucoup ont déjà été fortement entamés par l'érosion si bien qu'entre Azrou Timhadit et Almis du Guigou [55], les couches du Jurassique et du Crétacé disparaissent sous une inondation de basalte qui offre des parties presque dépourvues de cônes et de cratères (plaine de Bou Tassaf, plateau Hmad ou Haddou). Supposons de telles zones recouvertes par une épaisse formation récente, il serait souvent difficile de décider si elles correspondent à une coulée ou à un sill. Notons d'ailleurs que l'Algérie oranaise se prête à la même remarque. Quoi qu'il en soit, on voit que l'Afrique du Nord offre plusieurs exemples d'immenses coulées de laves, qui ne sont contestées par personne : ce fait doit conseiller la prudence à qui veut proposer d'emblée une interprétation générale des venues basaltiques interstratifiées dans les couches mésozoïques de la Berbérie occidentale.

La parole est maintenant aux jeunes géologues qui reprennent les levers de nos cartes provisoires ou exécutent les travaux de précision nécessités par le développement de la Géologie appliquée au Maroc.

RÉFÉRENCES

1. E. B. BAILEY, J. WEIR et W. J. Mc CALLIEN. — Introduction to Geology, London, 1939.
2. BILLINGS. — Structural Geology, 1942.
3. J. BOURCART. — La tectonique de l'Atlas central (Territoire du Tadla) et le rôle des roches éruptives. *C. R. somm. S. G. F.*, 1934, p. 100-101.
4. J. BOURCART, A.-F. DE LAPPARENT et H. TERMIER. — Sur un nouveau gisement de Reptiles Dinosauriens au Maroc. *CR. Ac. Sc.*, 214, 1942, p. 120.
5. J. BOURCART. — Carte géologique d'exploration du territoire autonome du Tadla, au 200.000^e. *Notes, Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 58, 1942; et Notice correspondante.
6. J. BOURCART et E. ROCH. — Carte géologique provisoire des régions d'Ouaouizart et de Dadès, au 200.000^e. *Ibid.*, n° 54, 1942, et Notice correspondante.
7. E. DE CHÉTELAT. — Le modelé latéritique de l'Ouest de la Guinée française. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 1938, XI, 1, 120 p., XX pl., 1 sch.
8. G. CHOUBERT. — Note préliminaire sur le Pontien au Maroc. *Notes, Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 65, 1946.
9. — Aperçu de la géologie marocaine. *Rev. Géogr. marocaine*, nos 2-3, 1946.
10. A. P. COLEMAN. — The Sudbury nickel field, Ontario Bureau Mines, 1905, 44 (3) : 1-188. Voir aussi : *Journ. Geol.*, XV, 1907.
11. M. DALLONI. — Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. Marseille, 1910.
12. — Étude géologique des Pyrénées catalanes. Alger, 1930.
13. R. A. DALY. — Igneous Rocks and the Depths of the Earth. Mc Graw-Hill Book cy, 1933.
14. P. DESPUJOLS. — Note de Géologie dynamique. *Notes, Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 60, 1942.
15. P. DESPUJOLS et H. TERMIER. — Introduction à l'étude de la Métallogénie et à la Prospection minière. *Ibid.*, n° 66, 1946.
16. L. DUPARC. — Contribution à la connaissance de la pétrographie et des gîtes minéraux du Maroc. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 49, 1925-26.
17. J. DRESCH. — Observations nouvelles sur le Grand-Atlas de Marrakech. *B. S. G. F.*, 5, V, 1935, p. 377-397.
18. — Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif Central du Grand-Atlas, le Haouz et le Sous. Arrault, Tours, 1941.
- 18 bis. G. DUBAR. — Notice explicative de la Carte géologique provisoire du Haut Atlas de Midelt au 200.000^e. *Notes, Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 59 bis, 1949.
19. R. C. EMMONS. — Diabase differentiation. *Am. Journ. Sc.* (5), 43, 1927.
20. A. T. FERRAR, cité par R. E. PRIESTLEY et T. W. E. DAVID, in *C. R. Congrès Géol. Intern.*, XI^e sess., Stockholm, 1910.
21. J. GEIKIE, R. CAMPBELL and R. M. CRAIG. — Structural and field Geology. London, 1940.
22. L. GENTIL. — Étude géologique du Bassin de la Tafna. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 2^e sér., n° 4, 1903.

23. J. GOGUEL. — Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. *Mém. Carte géol. dét. France*, 1943.
24. F. F. GROUT. — Petrography and Petrology. New York, 1932.
25. A. HOLMES. — Principles of physical Geology. London, 1947.
- 25 bis. C. S. HURLBUT, Gr. — Igneous Rocks of the Highwood Mountains, Montana, Part. I, The Laccoliths. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 50, p. 1043-1112, 1939.
26. E. JÉRÉMINE. — Sur quelques roches provenant du Maroc Oriental : aïounite et mestigmérîte. *Notes Serv. Géol. Maroc*, 1, p. 67-71, pl. I, 1948.
27. A. LACROIX. — Sur l'existence de roches grenues intrusives pliocènes dans le massif volcanique du Cantal. *CR. Ac. Sc.*, t. CXLIX, 1909, p. 541.
28. F. H. LAHÉE. — Field Geology. New York, 1941.
29. P. LAMARE. — Le Permien des environs de Bidarray, Basses-Pyrénées. *CR. Acad. Sc.*, 1934, p. 278.
30. A. DE LAPPARENT. — Traité de Géologie. Masson, 1906.
31. J. DE LAPPARENT. — Leçons de pétrographie. Masson, 1923.
32. J. DE LAPPARENT. — Le Pic du Midi d'Ossau. *Bull. Soc. Franç. de Minér.*, XXXIV, p. 1-48, décembre 1911.
33. G. LECOINTRE. — Recherches géologiques dans la Meseta marocaine. *Mém. Soc. Sc. Nat. Maroc*, 1926, n° 14.
34. A. K. LOBECK. — Geomorphology. London, 1939.
35. G. LUCAS. — Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, n° 16, 1941.
36. — Phthanites gothlandiens de Tifrit. Leur métamorphisme. Age du Primaire de Saïda (département d'Oran). *C. R. somm. S. G. F.*, 1948, p. 152.
37. J. MARÇAIS. — Découverte de fossiles dans le Trias du Prérif oriental. *Bull. Soc. Sc. Nat. Maroc*, XIV, 1934, p. 159.
38. — A propos d'un gisement de Trias fossilifère dans le Rif oriental. *CR. Ac. Sc.*, CC, 1935, p. 687).
38. R. MERRIAM. — Magmatic differentiation in gabbro sill near Ashland Oregon. *Am. Journ. Sc.*, p. 456-465, 1945.
40. L. MORET. — Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech. *Notes, Mém. Serv. Géol. Maroc*, 1931, n° 18.
41. L. NELTNER. — Le manganèse. *Les ressources minérales de la France d'Outre-Mer*, II, 1934.
42. — Études géologiques dans le Sud marocain. *Notes, Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 42, 1938.
43. B. OWODENKO. — Mémoire explicatif de la Carte Géologique du Bassin houiller de Djerada et de la région au Sud d'Oujda (Maroc Oriental Français). *Soc. Géol. Belgique*, LXX, Mém. 1946.
44. RIES and Th. L. WATSON. — Elements of engineering Geology. London, 1947.
45. E. ROCH. — Études géologiques dans la Région méridionale du Maroc occidental. *Notes, Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 9, 1930.
46. — Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech. *Ibid.*, n° 51, 1939.
47. — Carte géologique provisoire des régions de Demnat et de Telouet au 200.000°. *Ibid.*, n° 55 et Notice correspondante.

- 47 bis. J. SAVORNIN. — État actuel des connaissances sur la géologie du Maroc français. *Bull. Soc. Géogr. Alger Afrique Nord*, 1922.
48. W. B. SCOTT. — An introduction to Geology. New York, 1947.
49. R. R. SHROCK. — Sequence in layered Rocks. New York, 1948.
50. L. U. DE SITTER et R. LAGAAR. — Sur le mode de gisement des laves permo-triasiques dans le Maroc oriental. *C. R. somm. S. G. F.*, 1948, p. 279-281.
51. B. STOKES et Ch. H. WHITE. — Structural Geology. London, 1935.
52. É. SUSS. — La face de la Terre; trad. E. DE MARGERIE, Armand Colin, Paris, 1921.
53. H. TERMIER. — Rapport (inédit) sur la mine de fer du J. Bouzel. *Arch. Serv. Mines Maroc*, 1925.
54. — Carte géologique provisoire du Maroc Central au 200.000^e. *Notes, Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 22, 1932.
55. H. TERMIER et G. DUBAR. — Carte géologique provisoire du Moyen-Atlas septentrional au 200.000^e. *Ibid.*, n° 23, 1933.
56. H. TERMIER. — Études géologiques sur le Maroc Central et le Moyen Atlas septentrional. *Ibid.*, n° 33, 1936.
57. — Données nouvelles sur le Jurassique rouge à Dinosauriens du Grand et du Moyen Atlas (Maroc). *B. S. G. F.* (5), XII, 1942, p. 199-207.
58. H. et G. TERMIER. — Sur la présence d'aérinite au Maroc. *C. R. somm. S. G. F.*, 1946, p. 78.
59. — A propos de l'aérinite marocaine. *Ibid.*, 1946, p. 234.
60. — Observations nouvelles sur le Permo-Trias et la base du Lias dans le Maroc Central et le Moyen Atlas septentrional. *B. S. G. F.* (5), XVIII, 1948, pp. 395-405.
61. H. TERMIER, G. TERMIER et G. JOURAVSKY. — Une roche volcanique à gros grain de la famille des ijolites : la talzastite. *Notes Serv. Géol. Maroc*, I, 1948, p. 81-120.
62. DU TOIT. — The Karroo Dolerites. *T. G. S. A.*, 1920, XXIII, 1.
63. — The Geology of South Africa. London, 1926.
64. G. W. TYRRELL. — The principles of petrology. London, 1937.
- 64 bis. G. W. TYRRELL. — A boring through the Lugar Sill. *Transac. Géol. Soc. Glasgow*, vol. XXI, Part. II, 31 oct. 1948, p. 157-202.
65. P. URBAIN. — Sur le rôle des colloïdes dans quelques phénomènes géologiques. *C. R. somm. S. G. F.*, 1932, p. 191.
66. — Les sciences géologiques et la notion d'état colloïdal. *Actualités scientifiques*, n° 69, 1933.
67. P. VIENNOT. Les éruptions basaltiques permienues dans les Pyrénées. *C. R. somm. S. G. F.*, 1929, p. 29-31.
68. — Revision des feuilles de Saint-Gaudens, Luz, Tarbes et Bayonne au 80.000^e. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 176, t. XXXIII, 1929, p. 130-138.
69. — Sur la géologie du Massif de la Rhune (Basses-Pyrénées). *CR. Ac. Sc.*, t. 190, p. 312, 1930.
70. — Révision des feuilles de Bayonne et Orthez au 80.000^e. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 177, t. XXXIV, 1930, p. 133-139.
71. F. WALKER et A. POLDERVAART. — Karroo dolérites of the union of South Africa. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 60, avril 1949, n° 4, p. 571-706.

72. J. WESTERVELD. — Sur la position géologique des laves soi-disant permo-triasiques ou infraliasiques du Domaine Atlasique et leurs rapports avec la métallogénie marocaine. *Kon. Nederl. Ak. wetensch. Proc.*, vol. LI, n° 3, p. 365-374, Amsterdam, I. Géol. Univ., 1948.
-

LES FACIÈS DES SABLES FAUVES (VINDOBONIEN SUPÉRIEUR) DANS LE BASSIN D'AQUITAINE

PAR **F. M. Bergounioux** ET **F. Crouzel**¹.

Sommaire. — Les sables fauves d'Aquitaine présentent en Chalosse et en Armagnac des caractères nettement différents, continentaux dans une région, marins dans l'autre. Ils ne forment pourtant qu'un même dépôt, continu dans l'espace et placé partout dans le même encadrement stratigraphique. Un golfe du Vindobonien supérieur, pénétrant jusque dans le Lectourois, a repris et étalé une partie des sables que les cours d'eau, issus des Pyrénées occidentales, accumulaient sur sa bordure S. Une dualité de faciès s'est ainsi établie : marin et littoral en Armagnac, d'une part, fluvatile conservé en milieu marin dans la Chalosse, d'autre part.

Du SW au N du Bassin d'Aquitaine, de Peyrehorade à Lectoure, s'étend une auréole de sables argileux de teinte généralement fauve. C'est une formation importante, tant par la surface qu'elle occupe que par la puissance qu'elle représente en Chalosse.

E. Jacquot [20, 21] l'a cartographiée sur les feuilles de Lectoure, Montréal, Castelnau, Mont-de-Marsan et Orthez sous la dénomination : « Sables fauves et faluns à *Ostrea crassissima* » (m³). Depuis cette époque, elle a été étudiée par de nombreux auteurs qui ont localisé leurs recherches dans deux régions :

a) En Chalosse, L. Martres [23], P. E. Dubalen [16], J. Répelin [27], F. Daguin [7 à 10] et M. Damesin [11]. Pour eux, les sables fauves doivent être distingués de la molasse coquillière et des faluns helvétiques. Ils constituent une formation, sans doute fluvatile, datant du Pliocène, ou, tout au plus, du Miocène tout à fait supérieur.

b) Par contre, en Armagnac, Ch. Depéret [13], G. Vasseur [31], G. F. Dollfus [14], J. Répelin [28] et M. Z. Baqué [3] sont d'accord pour faire des sables fauves une formation indubitablement marine, d'âge helvétique. M. G. Astre [2], qui a repris plus récemment la question, distingue les sables fauves de la molasse marine helvétique. Après avoir rapporté la stratigraphie des principaux affleurements du haut Armagnac, il conclut à des sables marins attribués à un niveau élevé de l'Helvétien. M. Ch. Cadéot [4] qui a étudié en détail et avec précision le Lectourois adopte et confirme cette manière de voir.

1. Note présentée à la séance du 21 février 1949.

Ces opinions contradictoires, basées l'une et l'autre sur de sérieux arguments, posent un problème d'autant plus singulier qu'il n'y a pas de solution de continuité dans les dépôts sableux qui s'étendent sur une surface considérable; tout au plus, si l'on voulait généraliser des observations sporadiques, pourrait-on dire que la coloration ocrée de ces terrains s'atténue quand on se dirige vers l'E; mais encore faudrait-il préciser qu'il s'agit la plupart du temps d'accidents locaux et que, dans le Lectourois, on trouve des sables jaunâtres, moins foncés que dans la région d'Audignon, mais toutefois assez caractéristiques pour être immédiatement reconnus dans une coupe où ils forment un repère précis.

Il était donc nécessaire de reprendre la question dans son ensemble, en vérifiant un grand nombre d'affleurements. D'Orthez à Lectoure, nous avons suivi cette formation sableuse qui constitue la bordure occidentale du Miocène continental, objet des recherches de l'un de nous (F. Crouzel). Ces études sur le terrain ont été complétées au laboratoire: elles ont permis de poser, avec plus de précision, les trois questions suivantes auxquelles nous avons porté des éléments de solution:

1° Les sables fauves constituent-ils un seul dépôt ou représentent-ils deux formations d'aspect analogue?

2° Sont-ils d'origine marine ou continentale?

3° Quel est leur âge?

Nous tenons à remercier ici tous ceux qui ont bien voulu nous venir en aide, en nous faisant profiter de leurs propres recherches. Il nous paraît équitable de mentionner d'une façon spéciale MM. Maugis et Mammez, ingénieurs géologues de la S. N. P. A. qui se sont mis entièrement à notre disposition durant plus d'une semaine, M. Zacharie Baqué, qui nous a accompagné sur les gisements des environs de Vic-Ferezac et M. Cadéot, vétérinaire à Saint-Mézard (Gers), dont la modestie égale la compétence et qui nous a permis d'utiliser un rapport inédit du plus haut intérêt sur la constitution géologique de l'Armagnac.

I. — STRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS DE SABLES FAUVES.

Une série d'observations directes a pu être faite du SW au NE. On y ajoutera celles qui ont été rapportées par les auteurs cités plus haut.

1° A Salespisse près d'Orthez, les sables fauves surmontent des marnes et des molasses probablement burdigaliennes (cf. Daguin), [10] et, en un point, près de la ferme Labarthe, des faluns helvétiques dont la faune a été étudiée par Degrange-Touzin [12] et par Cossmann et

Peyrot [6]. C'est une formation grossière, argileuse, à petits cailloux, de couleur uniformément fauve, englobant des croûtes de grès ferrugineux. Au-dessus s'étagent de hauts graviers emballés dans des argiles.

2° A Bastennes-Gaujacq, les sables fauves, parfois fortement imprégnés de bitume, reposent sur le Trias et l'ophite du dôme diapyr. Ils sont moins grossiers qu'à Salespisse et contiennent des produits de ravinement du substratum. En certains points, surtout au N de Donzacq, on observe une série plus complète avec, au-dessous des sables, l'Helvétien littoral fossilifère. Dans ce dernier, Raulin [21] a cité en particulier : *Cardita Jouanneti*, *Cardium hians*, *Ostrea crassissima*, *Dentalium Badense*, *Turritella Archimedis* et *Ficula condita*. C'est une molasse imprégnée elle aussi parfois de bitume, par exemple sur le côté N du vallon d'Arimblar. En d'autres points, les sables fauves reposent directement sur des marnes sans fossiles du Burdigalien et, peut-être en partie, du Stampien (cf. F. Daguin) [10].

3° Un second exemple de superposition à des terrains variés, après des ravinements considérables, s'observe sur le dôme d'Audignon. Tous les auteurs, depuis E. Jacquot [21], l'ont signalé. Les sables fauves surmontent des couches allant du Génomanién à l'Aquitanién avec des épaisseurs souvent importantes. Ainsi, le petit sondage d'étude n° 4 de la S. N. P. A. a été arrêté après 82, 80 m sans avoir pu sortir des sables. Leur couleur est assez uniformément fauve et ils sont encore assez grossiers, argileux, parsemés de petits cailloux roulés et parfois de silex avec des lentilles d'argile. On y trouve en outre, en abondance des blocs de sévérîte (silicate d'alumine hydratée ou halloysite étudié en 1824 par Léon Dufour, [17]. Ces blocs blanchâtres et irréguliers se rencontrent dans les états les plus variés de décomposition : parfois durs, à cassure conchoïdale et même un peu silicifiés, parfois terreux et friables. Il y a aussi des intercalations d'épaisses dalles de grès ferrugineux qui deviennent plus nombreuses et continues lorsqu'on se rapproche de Banos. Enfin on trouve en certains points, à l'état roulé, des fossiles d'âge crétacé (cf. Dubalen) [16].

4° Autour de Montsoué, à l'E d'Audignon, les sables fauves reposent sur du Burdigalien lacustre daté par P. E. Dubalen qui y a recueilli *Helix girardicus* et *Melanopsis aquensis* (Musée Dubalen à Mont-de-Marsan). Ils sont surmontés au Tuc de Montsoué par des argiles bigarrées typiques, elles-mêmes couronnées par de hauts cailloutis situés à 130 m au-dessus du niveau de l'Adour. Le regretté F. Daguin [9, 10] a pu trouver dans des argiles bigarrées situées au N de Mont-de-Marsan des empreintes végétales dans lesquelles le Chanoine Depape a reconnu *Cinnamomum polymorphum*. Cette formation serait donc à attribuer au Miocène supérieur ou au Pliocène, à l'exclusion du Quaternaire.

A Montsoué, les sables fauves ont le même faciès qu'autour d'Audignon. Des lits de sévérîte terreuse sont interstratifiés avec des sables ligniteux finement plissotés dans le chemin qui descend de Misolle

vers le vallon de Tely-Pichégarie. D'autre part, près du carrefour situé à 600 m NE de Montsoué se trouvent, au milieu de sables à sévérîte blanche terreuse, des débris de bois épigénisés par la limonite.

5° A Saint-Sever-sur-Adour, la route de la gare présente la coupe suivante :

Altitudes : 32 à 40 : Basse terrasse et lit de l'Adour ;

40 à 57 : Marne burdigalienne à grumeaux calcaires (cf. Damesin) [11] ;

57 à 58 : Grès molassiques et sables gris ;

58 à 59 : Calcaire molassique gris à débris de coquilles (Helvétien marin) ;

59 à 60,5 : Marne et calcaire jaunes et gris ;

60,5 à 61 : Grès gris calcaire et fossilifère à *Cardita Jouanneti* déterminée par Delbos¹ (Helvétien marin) ;

61 à 62 : Grès de dureté variable consolidés dans les sables fauves ;

62 à 72 : Sables fauves fins ;

72 à 93 environ : Sables fauves, parfois très caillouteux, avec galets de sévérîte ;

93 à 103 : Terrasse de Saint-Sever.

Mais, 1,5 km à l'E de Saint-Sever, les sables fauves reposent, au contraire, directement sur les marnes burdigaliennes. Ainsi est démontrée leur indépendance par rapport à l'Helvétien marin :

Altitudes : 35 à 40 : Basse terrasse ;

40 à 52 : Marnes jaunes et vert bleuâtre burdigaliennes ;

52 à 53,5 : Cailloutis et sables gris et fauves avec cailloux grossiers à la base ;

53,5 à 80 : Sables fauves avec, en 70, une lentille de grès ferrugineux ;

80 à 90 : Terrasse et éboulis.

6° Sur la route de Saint-Sever à Mont-de-Marsan, au lieu dit Bramepont, une boutonnière dans les sables des Landes laisse apparaître un dôme de sables fauves surmonté d'un petit chapeau de glaises bigarrées. Les sables, toujours argileux mais assez fins, contiennent, épars dans la masse même ou en surface, des Huîtres brisées, mais pas toujours roulées, et des blocs de molasse marine helvétique. On trouve à leur base une nappe aquifère au-dessous de laquelle se placent les marnes burdigaliennes.

A Mont-de-Marsan, l'Helvétien marin a subsisté sous forme de grès détritiques fossilifères étudiés par Dubalen et Daguin [10]. Il est surmonté de sables rouges et jaunes qui, pour Daguin, résulteraient simplement de l'altération du grès sous-jacent.

7° Sur les coteaux qui dominent au S Aire-sur-Adour, les sables

1. Cité par E. JACQUOT et V. RAULIN [21].

fauves, conglomératiques et ferrugineux à leur base, forment une bande boisée de 10 m environ de puissance. Ils sont intercalés entre une terrasse et des marnes burdigaliennes. M^{lle} Cantus, professeur au collège d'Aire-sur-Adour, vient de nous signaler, à la base des sables fauves, des Huitres, des dents de Squales, parmi lesquels *Oxyrhina plicatilis* et un fragment de côte de Sirénien. Des travaux destinés à asseoir un mur épais sous la maison dite « Le Château » au-dessus de la route de Pau, ont ramené au jour ces fossiles. Ils se trouvaient au-dessus de la nappe d'eau qui sépare les sables des marnes burdigaliennes. Les coquilles sont brisées, roulées et encroûtées de



Fig. 1. — Carte des affleurements des sables fauves.

Légende : A. : Aire-sur-Adour, C. : Condom, D. : Dax, E. : Eauze, M. : Manciet, MM. : Mont-de-Marsan, O. : Orthez, P. : Peyrehorade, R. : Riscle, S. : Saint-Sever, V. : Vic-Ferezac, ▲ Signal de Barran — — — : Limite hypothétique des faciès marins et continentaux. 1, Sables fauves.

Échelle : 1/1.500.000.

fragments de mollasse coquillière. C'est indubitablement un nouvel exemple de la dislocation des couches marines helvétiques par les sables fauves.

Plus à l'E, à Bernède, les sables fauves sont aussi encadrés de marnes et de cailloutis mêlés à des limons anciens. Autour du Château de Galambon, les cailloutis deviennent très épais, sans que l'on puisse individualiser les affleurements de glaises bariolées indiqués par Jacquot sur la carte géologique.

8° A Saint-Mont, au lieu dit le Cresquet, on trouve de bas en haut :

- Une marne grise et jaune burdigalienne.
- Un banc de calcaire argileux du même âge.
- Des sables fauves ravinant à la fois le banc calcaire et les marnes au milieu desquelles ils forment une poche de 3 à 4 m de profondeur.
- Enfin au sommet, un niveau de hauts cailloutis.

Les sables du Cresquet, toujours relativement grossiers, contiennent à la base des îlots de conglomérat à cailloux roulés et à ciment silico-argileux blanchâtre (sévérîte). Parfois la roche, assez dure, est uniquement formée par ce ciment.

9° Sur l'autre rive de l'Adour, au hameau de Lapujolle, les sables fauves reposent, tantôt sur une molasse et des faluns helvétiques, tantôt sur les marnes burdigaliennes. Ils sont surmontés par un complexe de cailloutis et d'argiles.

10° La faune du gisement de Manciet a été étudiée en détail par A. Peyrot [24, 25] et M. G. Astre [1]. On observe, de la base au sommet : les marnes grumeleuses lacustres burdigaliennes, puis des faluns, passant par endroit à une molasse coquillière dont ces auteurs ont inventorié l'abondante faune. A. Peyrot leur attribue une position stratigraphique inférieure à celle de Salles et les compare aux faluns de Touraine, avec lesquels ils présentent 60 % d'espèces communes. C'est l'Helvétien moyen ou inférieur. Cette formation néritique, épaisse de 2 m environ, est ravinée et par endroits interrompue par des sables fauves azoïques, assez homogènes et moins grossiers que ceux des gisements précédents. Au sommet du coteau, on retrouve le complexe de cailloutis et d'argiles. Un km plus loin, vers le SE, pointe, au milieu de cette dernière formation, la butte 183 entièrement calcaire et marneuse, témoin de l'importance des dénudations qui ont précédé le dépôt des sables fauves.

La même situation se retrouve, à gauche de la route de Manciet à Eauze, près du lieu dit Lasserre, à la cote 191, où les sables fauves sont aussi plaqués sur le flanc d'une butte de calcaires molassiques.

11° Une observation très intéressante a pu être faite au S de Lagraulas, dans la tranchée préparée pour la rectification de la route de Vic-Fezensac à Bayonne, sur le flanc droit de la petite vallée du Sanipan.

On y voit, sous de hauts cailloutis emballés dans des argiles, des marnes sableuses et des sables fauves à Huitres. Celles-ci, parfois intactes, ne sont pas roulées, mais souvent brisées. Plus bas, dans des argiles et des sables analogues se trouvent des galets plats, aux contours émoussés, constitués aux dépens d'une molasse coquillière semblable à celle de Manciet. Un km plus au S, à la métairie de Pichon, cette molasse se retrouve en bancs interstratifiés avec des faluns. Audessous, apparaissent des marnes. Sur le côté gauche de la vallée, audessus de Guilhas, au contraire, les sables fauves sont plaqués sur un flanc marneux. Ils sont à cet endroit plus fins, blancs à la base et de couleur rouille au sommet.

Le gisement de Lagraulas indique très nettement le ravinement de la molasse marine helvétique par des sables fauves qui se révèlent ici, eux aussi, comme marins. La proximité de Manciet, la continuité de la formation, les positions stratigraphiques identiques, ne permettent pas de séparer ici les sables fauves en deux dépôts d'âges différents.

Les gisements suivants sont presque tous fossilifères. Situés dans la région qu'on a coutume d'appeler : « le Golfe de Lectoure », ce sont des placages peu importants, souvent même très morcelés, au sommet des coteaux.

12° Au lieu dit Lascournères près de Justian, au N de Vic-Fezen-sac, les sables fauves se retrouvent sur une crête au-dessus de la molasse burdigalienne. On peut y voir des lits de grandes Huîtres, intactes avec leurs deux valves, ou à peine brisées. On peut signaler un peu plus au N, d'après E. Jacquot [20], à Haouas près de Mansen, comme, l'existence de glaises bigarrées au-dessus des sables fauves.

13° Au lieu dit Pelat, au SE de Caussens, le niveau de sables fauves fossilifères surmonte aussi un Burdigalien déjà élevé. Le gisement a été étudié en détail par E. Jacquot [20], et par Ch. Cadéot [4]. Un peu au-dessus du calcaire appartenant au niveau de Lectoure on trouve, sur un fond de sable ferrugineux, des lentilles de grès molas-sique rognoneux de 1,5 à 2 m d'épaisseur. Le niveau des sables fauves qui les surmontent peut se décomposer en 3 séries :

a) Sables fauves fins azoïques (1 m d'épaisseur).

b) Sables fauves très fins à *Ostrea crassissima*, *Flabellipecten Lar-teti* et *Megacardita Jouanneti* (0,5 m de puissance).

c) Sables fauves grossiers lités parfois en grès ferrugineux avec *Scutella rotundata* (0,2 m).

Enfin un limon jaunâtre, renfermant des débris d'Huîtres, forme, à 208 m d'altitude, le sommet érodé du gisement.)

A Caussens même, et à une altitude légèrement inférieure, les sables fauves sont plaqués sur un autre niveau de la molasse burdiga-lienne. Ils renferment, à différents niveaux, des lits de petits graviers quartzeux remplis de coquilles brisées (Jacquot) [20].

14° Au lieu dit Bernas, sur la commune de Terraube, les sables sont blancs, non fossilifères et renferment quelques petits cailloux. Ils ravinent une formation marneuse à grumeaux calcaires que l'alti-tude, par rapport aux niveaux classiques de Lectoure, oblige à placer dans la partie tout à fait supérieure du Burdigalien.

A 7 km plus au S, se trouve le niveau du Moulin de Mestre près de la Sauvetat, étudié en détail par M. G. Astre [2]. Au sommet du Bur-digalien, vers 220 m d'altitude, la formation sableuse apparaît comme très dégradée ; on y trouve en abondance des Huîtres de taille moyenne. Ces sables reposent après ravinement, tantôt sur le calcaire supérieur de Lectoure, tantôt sur le petit niveau argileux qui le sur-monte.

15° Les argiles à Huîtres de Lauba, à l'E de Lectoure, ont été étudiées par Vasseur [31] et Répelin [28] qui y ont vu un terme de passage avec les sables fossilifères de Foissin (Burdigalien supérieur) situés à 1:500 m plus au N. M. G. Astre [2] a repris cette étude et montré que ces argiles sableuses sont plaquées en mince pellicule sur les marnes lacustres. Ici encore, il y a eu ravinement. Cette opi-nion paraît pleinement justifiée sur le terrain : les Huîtres de Lauba

sont brisées et roulées, les sables très mélangés de terre végétale, le gisement actuel ne représente plus que le résidu d'un dépôt marin. Situé à 225 m d'altitude, il est postérieur au Burdigalien supérieur continental de Foissin (M^{lle} M. Richard) [29].

16° Le gîte de sables fauves le plus oriental est celui de Mouné, au NW de Castelnau d'Arbieu. C'est un affleurement très restreint situé à 229 m d'altitude. Il a été étudié attentivement par M. Cadéot [4] : les sables fauves n'y contiennent que de rares valves d'Huitres. Ici encore, ils se présentent comme une formation transgressive, après ravinement. Ils surmontent à la fois les sables fossilifères continentaux de l'Helvétien inférieur et la mince couche de calcaire qui les couronne, près du lieu dit Biros.

17° On peut signaler enfin, pour mémoire, la découverte, à l'W d'Auch, au signal de Barran, à 245 m d'altitude, d'un fragment de *Megacardita Jouanneti* sur les argiles sableuses à cailloux qui recouvrent ce sommet. Le fossile est à peine roulé, les festons déterminés par ses côtes sont intacts. Le niveau de 245 m est ici l'équivalent de celui de Sansan.

Il faut ajouter à toutes ces observations celles de Dubalen [16] et de Daguin [10] dans les Landes. A Mios, des sables rouges rappelant beaucoup les sables fauves de Chalosse, surmontent l'Helvétien le plus élevé du type marin de Salles. M^{lle} M. Richard [29] note aussi la présence de sables fauves sur l'Helvétien moyen marin à Narosse, Audon, Ozourt, et Saugnac dans les Landes.

En résumé, tout au long de la ligne parcourue entre Orthez et Castelnau d'Arbieu, les formations de sables fauves étudiées se présentent dans la même situation stratigraphique. Elles se sont déposées, après ravinement, sur des terrains quelconques allant du Trias à l'Helvétien supérieur marin. Aucun dépôt de cette nature n'a été relevé sur l'Helvétien supérieur continental : la dernière couche surmontée à Castelnau d'Arbieu appartient à l'Helvétien inférieur.

Les sables sont surmontés tantôt par des glaises bigarrées peut-être pontiennes et tout au plus pliocènes, tantôt par de hauts cailloutis et des limons anciens, d'âge équivalent ou postérieur. Il faut noter enfin que ces formations sableuses offrent, de l'W à l'E, une remarquable continuité : interrompues seulement par les vallées, on les retrouve de part et d'autre à la même altitude.

II. — ORIGINE DES SABLES FAUVES.

A. *Péetrographie*. — Pour essayer de trouver l'origine des sables fauves, les observations d'ordre stratigraphique doivent se compléter par une étude morphologique et minéralogique. Ce

travail a été effectué sur 8 échantillons traités suivant la méthode classique : lavages à l'eau et à l'acide chlorhydrique dilué bouillant, séparation des minéraux lourds à l'aide du bromoforme.

1° A Salespisse, près d'Orthez.

2° A Montsoué, dans le chemin descendant du lieu dit Misolle au vallon du Tély Pichégarie.

3° A Montsoué, près du carrefour des routes de Montsoué à Mongaillard et de Saint-Sever-sur-Adour à Geaune.

4° A Saint-Mont, près de Riscle, au-dessus du lieu dit Cresquet.

5° Au lieu dit Théous, sur la route de Manciet à Eauze.

6° Au-dessus du lieu dit Guilhas, commune de Lagraulas, sur la route de Vic-Fezensac à Bayonne.

7° Au lieu dit Lascournères, près de Justian, sur la route de Vic-Fezensac à Valence-sur-Baïse.

8° Au lieu dit Bernas, sur la commune de Terraube.

De cette façon, les échantillons étudiés ont été pris sur toute l'extension de la formation.

a) MORPHOLOGIE DES GRAINS DE QUARTZ. — Dans les 8 échantillons, les grains de quartz sont de type assez homogène.

Parfois globuleux, jamais allongés, rarement dépolis, ils présentent des sommets et des angles émoussés. Il arrive que leurs faces conservent les traces de cassures conchoïdales. Ils sont toutefois d'allure plus fruste dans l'échantillon de Salespisse; ils contiennent, dans les localités 5 à 8, quelques éléments allongés. Le matériel siliceux est à peu près uniquement composé de grains de quartz corrodés ou non. Il peut paraître intéressant de les comparer avec les sables miocènes et quaternaires de la région.

1° La molasse marine helvétique, examinée sur des échantillons provenant d'Aire-sur-Adour et de Manciet, possède des grains de quartz assez semblables, mais généralement mieux roulés.

2° Les sables et molasses miocènes du haut Armagnac et de l'Astarac possèdent des grains souvent allongés et aplatis où le quartz est accompagné de fragments d'autres roches siliceuses.

3° Les sables fluviaux et lacustres du bas Armagnac et du Lectourois ont des grains de quartz comparables à ceux des sables fauves provenant des localités 5 à 8.

4° Enfin, les sables des Landes observés sur un échantillon recueilli à Parentis-de-Marsan, montrent des quartz bien calibrés, globuleux et dépolis.

Cette étude morphologique a été complétée par l'emploi des méthodes statistiques indiquées par M. A. Cailleux [5].

Observant les grains de quartz à la loupe binoculaire et sur fond noir, cet auteur les divise en 4 classes : non usés, émoussés-luisants, ronds-mats propres, ronds-mats sales. Dans les sables fluviatiles, le pourcentage d'émoussés-luisants augmente de l'amont vers l'aval. Il n'est que de 2 à 3 pour les sables transportés par les eaux sur une centaine de km, il atteint et dépasse 29 % pour des sables roulés sur 800 km et plus. La forme des grains des sables lacustres dépend uniquement des actions exercées par les cours d'eau qui les ont déposés. Mais pour les sables marins, au contraire, la proportion d'émoussés-luisants est nettement plus forte. M. Cailleux considère qu'au-dessus de 30 % l'usure par la mer est certaine et que, entre 20 et 30 %, elle reste très probable.

Nous avons appliqué cette méthode à des grains dont les dimensions se situent entre 0,3 et 0,7 mm et sont pour M. Cailleux les plus caractéristiques. Nous avons obtenu, par l'observation de 100 grains de chaque provenance les chiffres suivants :

N° DE L'ÉCHANTILLON	NON ROULÉS	ÉMOUSSÉS-LUISANTS	RONDS-MATS PROPRES	RONDS-MATS SALES	OBSERVATIONS
1	86	14	0	0	
2	71	29	0	0	
3	75	23	2	0	
4	64	34	2	0	
5	66	33	1	0	
6	77	23	0	0	Situés à 500 m W des sables à <i>Ostrea</i> de Lagraultas
7	76	24	0	0	Sables à <i>Ostrea</i> de Lascournères
8	88	12	0	0	A 1 km NW, à Bernas le même affleurement contient des <i>Ostrea</i>

Si l'on tient compte du fait que les sables étudiés sont relativement proches des massifs d'origine pyrénéens, ces résultats

indiqueraient pour les échantillons 2 à 7 une usure marine. Il est toutefois curieux que les sables prélevés sur des formations que leurs fossiles classent comme marines contiennent moins d'émoussés-luisants que les autres. Il faudrait aussi expliquer l'anomalie que présentent les mesures effectuées sur l'échantillon n° 8.

Ces observations précises nous paraissent infirmer, dans le cas qui nous occupe, la valeur des critères proposés. Il ne nous paraît donc pas possible d'en faire état, et nous pouvons seulement déclarer que les sables fauves dans le bassin d'Aquitaine, montrent une remarquable homogénéité morphologique. Mais ces caractères qui excluent tant le type torrentiel que le type éolien ne permettent pas de préciser une origine fluviale ou marine.

b) MATÉRIEL ARGILEUX. — Le pourcentage d'argile est très fort dans l'ensemble des sables fauves. Seul l'échantillon de Théous fait exception.

1)	28 % d'argile	5)	7 % d'argile
2)	23 % —	6)	27 % —
3)	36 % —	7)	22 % —
4)	40 % —	8)	36 % —

c) MATÉRIEL CALCAIRE. — L'élément calcaire est faible ou inexistant, sauf dans l'échantillon 6 situé à proximité d'un gisement coquillier et l'échantillon 7 qui contient lui-même des fossiles.

1)	traces de calcaire	5)	néant
2)	néant	6)	17 % de calcaire
3)	néant	7)	11 % —
4)	traces	8)	néant

d) MINÉRAUX LOURDS. — Ils sont en quantité notablement plus faible que dans les sables molassiques miocènes continentaux où leur pourcentage se situe autour de 0,61 %. Seuls des sables de Salespisse, les plus proches des Pyrénées, en ont encore une proportion appréciable quoique faible.

1)	0,2 %	5)	0,044 %
2)	0,04 %	6)	0,009 %
3)	0,025 %	7)	0,053 %
4)	0,019 %	8)	néant

Ces minéraux sont tous de provenance pyrénéenne : oxydes de fer, muscovite et rarement biotite, andalousite, tourmaline, épidote et quelques zircons. Nulle part il n'a été trouvé de glau-

conie. C'est pratiquement la même série que dans le matériel molassique continental du Miocène. Toutefois, les sables fauves ont dû subir un assez long transport, et un séjour prolongé dans les eaux pour perdre ainsi la plus grande partie de leurs minéraux lourds.

e) CALIBRAGE. — Les sables fauves se présentent rarement sous l'aspect d'une formation homogène. Toutefois, en Chalosse, ils apparaissent plus grossiers. A Salespisse, près d'Orthez, à Bastennes-Gaujacq, les grains de sable de toute taille sont accompagnés de galets de dimensions très variées (de 1 cm de diamètre à la taille d'un œuf). Au-dessus du dôme d'Audignon, à Saint-Sever et jusque près de Riscle, les galets forment des trainées dans un sable dont les éléments, de taille assez variée, paraissent montrer qu'ils n'ont pas été brassés sous l'action d'une invasion marine. Au contraire, près de Manciet, Eauze, Vic-Fezensac, Condom et vers Lectoure, le sable, franchement marin puisqu'il contient des fossiles, est plus homogène, à éléments moyens et parfois fins. Les galets sont très rares ; on peut toutefois en observer à Bernas sur la commune de Terraube, et à Caussens, sous le village même.

Il ressort de ces considérations que sur l'ensemble de la formation, deux grandes zones semblent s'individualiser : d'une part, la Chalosse dont les sables, s'étalant en bordure de la chaîne pyrénéenne, présentent un faciès continental et fluviatile ; d'autre part, l'Armagnac dont la couverture sableuse, située au centre même du bassin d'Aquitaine, en continuité stratigraphique avec la précédente, évoque plutôt des faciès marins.

B. *Paléontologie*. — La nécessité de cette division des sables en deux grands domaines apparaît plus nécessaire encore quand on étudie les fossiles qu'ils contiennent.

En Chalosse, on trouve un mélange de faunes appartenant à des étages variés s'échelonnant du Crétacé à l'Helvétien. C'est la conséquence du ravinement qui a été déjà signalé. Dubalen avait ainsi réuni toute une collection de fossiles, déposée par lui au Musée de Mont-de-Marsan ; il appelait « fossiles voyageurs » ces organismes brisés et roulés par les eaux. F. Daguin [10] cite d'après ces collections : *Conulus*, *Nerita rugosa* et des Janires du Sénonien, à côté de bois silicifiés de l'Éocène inférieur et de nombreux fossiles helvétiques remaniés. Il n'y a donc, dans cette région, aucun fossile propre aux sables fauves, tout au plus peut-on signaler quelques débris ligniteux indéterminables.

En Armagnac, au contraire, dans les sables fauves, se

trouvent des fossiles nettement en place. On peut décrire sur la feuille de Lectoure :

à Camus et au Pelat près de Caussens, *Flabellipecten Larteti*, *Scutella rotundata*, *Cardita Jouanneti* et *Ostrea gryphoides* ;

à Barrique, près de Mas d'Auvignon, *Amphiope perspicillata* ;

et surtout, à Mouné près de Castelnau d'Arbieu, à Lauba près de Lectoure, à Bladé près de Blaziert, au Moulin de Mestre près de la Sauvetat, *Ostrea gryphoides* en abondance.

De plus, sur la feuille de Montréal, la même *Ostrea* se rencontre à Lagardère et à Roques, à Cazaubon, à Gaillon près de Campagne, à Lascournères près de Justian et dans la tranchée de Lagraulas sur la route de Vic à Bayonne. D'autres gisements ont été signalés par Jacquot ; mais cet auteur n'ayant pas fait le départ entre les sables fauves et la mollasse coquillière miocène, il faudrait les reprendre un à un pour distinguer ce qui appartient à l'Helvétien (en place ou roulé) et ce qui est propre à la formation ravinante. Le temps nous a manqué pour effectuer cette vérification qui, au point de vue qui nous occupe, ne paraît pas d'un intérêt majeur.

Dans l'ensemble, on a une faune peu variée mais bien caractéristique, qui est soit en place, soit très près de sa position primitive, n'ayant subi qu'un léger déplacement. *Ostrea gryphoides* en particulier montre des exemplaires intacts, de très grande taille, les deux valves étant encore en connexion. M. Baqué a conservé un magnifique échantillon qui, par la taille, correspond à la variété dite *Ostrea crassissima*. Dans deux gisements seulement, les Huitres sont roulées ; l'un se trouve le long de la route du Mas d'Auvignon à Terraube, l'autre à Lauba à l'E de Lectoure. Aucun doute ne peut être émis sur l'appartenance de ces fossiles marins au dépôt des sables fauves. Ils sont en effet encadrés par des sables typiques.

Ainsi dans cette formation continue, l'étude paléontologique confirme les résultats des considérations stratigraphiques et pétrographiques et permet d'établir deux grands ensembles : sables de Chalosse et sables d'Armagnac. Les premiers paraissent continentaux : leur origine est fluvatile. Tout au plus, à cause de leur grande extension, pourrait-on parler de formations deltaïques. En Armagnac au contraire, les sables fauves sont marins. Leur nature pétrographique et la faune qu'ils contiennent en font toutefois des dépôts de rivage. Mais il n'y a sur le terrain aucune discontinuité entre ces deux ensembles ; de Salespisse à Castelnau d'Arbieu, c'est bien la même formation qui se poursuit, et dont il faut maintenant essayer de fixer la position stratigraphique.

III. — AGE DES SABLES FAUVES.

L'encadrement stratigraphique des sables fauves, étudié plus haut, permet de se faire une idée de leur âge. Leur niveau inférieur est indiqué par le dernier étage raviné : Helvétien supérieur marin. L'observation des couches continentales du Gers donne lieu à la même interprétation dont il était, jusqu'à présent, plus difficile de se rendre compte. Les travaux entrepris par l'un d'entre nous (F. Crouzel) dans le haut Armagnac et dans l'Astarac, montrent que les formations continentales se succèdent sans interruption depuis le Burdigalien de Lectoure et l'Helvétien inférieur de Castelnau d'Arbieu pour monter à 70 m au-dessus des couches fossilifères de Simorre. Aucune coupure stratigraphique ne peut y être raisonnablement établie. Les dépôts successifs concordants n'ont laissé entre eux que des traces insignifiantes de ravinement.

Aucun passage du lacustre au marin n'y est observable. La mise en place des couches continentales s'est effectuée jusqu'à l'Helvétien le plus élevé, sans discontinuité. Ce n'est donc que postérieurement à cet âge qu'a pu s'établir la topographie sur laquelle la mer des sables fauves a laissé ses dépôts. Jacquot [20], malgré la division qu'il donnait du Miocène continental en étages de Simorre et de Sansan, s'appuyait sur cette continuité de sédimentation pour classer les sables fauves et la mollasse coquillière dans l'étage pliocène. Mais il a été prouvé depuis que la faune de la mollasse coquillière est nettement helvétique et que les sables fauves lui sont superposés (cf. *supra* : stratigraphie). Il paraît dès lors évident que les sables forment un dépôt post-helvétique.

D'autre part, les sables sont immédiatement recouverts par des glaises bigarrées, formations assez énigmatiques sur l'âge desquelles F. Daguin [9, 10] a donné quelques précisions notées plus haut (cf. *supra*, p. 137). Les glaises sont à situer, entre le Pontien et le Pliocène ; elles ne sont certainement pas quaternaires. Les sables qu'elles surmontent sont donc à attribuer au Vindobonien supérieur, ou au Pontien. L'examen de la faune fait plutôt pencher vers la première de ces hypothèses.

On n'a en effet jusqu'ici recueilli dans les sables fauves qu'un petit nombre d'espèces.

1° *Amphiope perspicillata*, qui se rencontre depuis les faluns de Touraine (Helvétien inférieur et moyen) jusque dans le Vindobonien supérieur des calcaires de la Leitha.

2° *Scutella rotundata*, de grande taille, qui existe dans la mollasse helvétique de Martignas en Gironde et dans les calcaires de la Leitha.

3° *Cardita Jouanneti*, de grande taille, fossile fréquent depuis le Burdigalien supérieur jusqu'au Tortonien de Soustons et de Saubrigues ou de la Leitha.

4° *Flabellipecten Larteti*, genre qui se retrouve dans l'Helvétien supérieur de Salles et qui se développe dans le Pliocène.

5° *Ostrea gryphoides*, avec variétés de grande taille allant jusqu'à l'*Ostrea crassissima* typique, forme caractéristique du Miocène supérieur.

C'est une faune pauvre représentée particulièrement par des variétés de grande taille et de test épais ; elle continue indubitablement la faune helvétique. Il faut donc, à l'exclusion du Pontien, la placer dans le Vindobonien supérieur où ses éléments sont présents dans d'autres régions. Cette persistance de la faune marine helvétique a été mise en lumière par F. Daguin [9] dans son analyse détaillée du sondage de Morcenx. Elle serait due à l'existence de conditions biologiques assez stables depuis le Burdigalien. On retrouve le même phénomène à propos des faunes terrestres contemporaines dont M^{lle} Richard [29] a noté la très lente évolution.

CONCLUSION.

Nous sommes ainsi amenés à confirmer cette dualité de faciès dans les sables fauves, qui a été à l'origine des opinions contradictoires rapportées dès le début de cette étude. Mais il nous semble hors de doute que les sables ne sont, au point de vue stratigraphique qu'une seule formation d'origine continentale et pyrénéenne déposée en Aquitaine vers la fin du Vindobonien.

A cette époque, la mer a largement débordé les limites entre lesquelles elle s'était tenue durant l'Helvétien. Un golfe étroit et peu profond est venu, en particulier, la prolonger vers l'E jusqu'au delà de Lectoure. Les eaux salées ont envahi les estuaires des vallées précédemment creusées dans la mollasse. Quelques buttes témoins de calcaire marneux, comme celles de Manciet ou de Lasserre, sont devenues de petits îlots, loin des nouveaux rivages. Dans l'ensemble, cette mer est peu profonde. Ce n'est, en effet, qu'à l'W de Dax et de Peychorade que se constitueront les dépôts bathyaux : Tortonien de Saubrigues et de Soustons (Haug [19] ; F. Daguin [10]). Tout le long de ses bordures Set E, d'importants dépôts littoraux ont pu, par contre, s'établir ¹.

1. Dans une communication récente : « Les gisements de Saubrigues et de Saint-Jean de Marsac », MM. A. MAGNE et M. VIGNEAUX mettent en doute l'âge tor-

D'une part, au S, les fleuves issus des Pyrénées ont déversé de grandes masses sableuses. A une certaine distance vers le N, ces divers dépôts ont pu se réunir pour ne former qu'une seule nappe dans une plaine basse s'enfonçant lentement dans la mer et tendant à couper de l'Océan, le golfe de Condom et de Lectoure. Peut-être, trouvons-nous là des conditions de sédimentation continentale en milieu marin analogues à celles que signale



FIG. 2. — Schéma de l'extension des formations continentales A et marines B des sables fauves. Échelle : 1/2.000.000^e env.

M^{me} Rech-Frollo [26] dans le Danien « lacustre » situé à l'E de Saint-Gaudens ¹. Une érosion pyrénéenne très active amenait à la mer un important matériel détritique que les flots n'avaient pas le temps de reprendre et de façonner, sinon superficiellement. Le milieu marin n'a pu exercer son action et la sédimentation y a conservé tous les caractères des dépôts fluviaux.

D'autre part, vers la bordure orientale de la mer vindobonienne, s'est établie une sédimentation nettement côtière. Les éléments en sont fournis par quelques petits fleuves venant des coteaux

tonien et le caractère abyssal de ces dépôts. Ils en font une formation burdigalienne dont la profondeur n'excédait pas une centaine de mètres (*C. R. somm.*, *S. G. F.*, 1948, p. 293).

1. M. L. Visse a signalé récemment les caractères mixtes, tantôt continentaux, tantôt marins, des formations sableuses à galets de Fressancourt, Versigny et Monceau-les-Leups dans l'Aisne. Un apport détritique important, d'origine fluviale, a été étalé par la mer landénienne. Mais les galets du dépôt, quoique dissymétriques, sont peu aplatis et l'auteur conclut à la soustraction rapide des matériaux à l'usure marine. (*Ann. Soc. Géol. Nord*, LXVII, 1947, p. 273-278).

mollassiques et surtout par les courants marins qui transportaient et remaniaient une partie des sables de Chalosse au fur et à mesure de leur dépôt. Des plages et des cordons littoraux se sont ainsi constitués et ont lentement comblé ces bassins peu profonds. En Armagnac, en effet, la nature des dépôts correspond bien à cette double origine : la masse principale est constituée d'éléments fins empruntés aux sables de Chalosse, tandis que, çà et là quelques caractères particuliers (éléments non quartzeux, galets, épisodes marneux) correspondent à des apports locaux. Sur les rivages plats et les hauts-fonds, des bancs d'Huitres, accompagnés d'une faune pauvre, ont pu s'établir lorsque la sédimentation devenait moins active. Toute cette partie orientale formait un golfe étroit et presque séparé de la haute mer par un seuil constitué par les apports sableux des eaux pyrénéennes. Il y régnait des conditions biologiques comparables à celles des mers fermées.

Ainsi ont pu se constituer, aux dépens d'une formation unique, d'origine continentale, deux séries sableuses dont les particularités, apparemment contradictoires, paraissent pouvoir être harmonieusement établies.

1° Dans la région S, de Salespisse à Riscle, les sables de Chalosse qui ont conservé leurs caractères continentaux.

2° Au delà de ce grand ensemble, et s'étalant dans le golfe de Lectoure, les sables de l'Armagnac, de même provenance que les précédents, mais repris par les eaux océaniques et ayant, de ce fait, acquis un faciès indubitablement marin.

Plus tard, des déformations tectoniques sont venues gauchir cet ensemble. On peut constater, en effet, que les sables fauves se situent maintenant à des altitudes très variées. Ils s'élèvent jusqu'à 230 m autour de Lectoure, se cantonnent entre 160 et 190 m dans le bas Armagnac et occupent en Chalosse des côtes inférieures à 130 m, descendant parfois au-dessous du niveau de la mer, recouverts qu'ils sont par les sables des Landes. Peut-être peut-on trouver dans ces faits un des éléments d'étude des déformations post-vindoboniennes dans l'Ouest aquitain.

BIBLIOGRAPHIE

1. ASTRE G. — Sur le gisement coquiller de Manciet. *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, tome L, 1922.
2. — Les relations des sables de la mer helvétique et de la molasse de l'Armagnac dans le Lectourois. *Ibid.*, t. III, p. 180-191, 1925.
3. BAQUÉ Z. — Le département du Gers, t. I, 1931. Auch, Imp. Cocharaux.
4. CADÉOT Ch. — Stratigraphie du haut Armagnac. Inédit.
5. CAILLEUX A. — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mémoire Soc. Géol. France*, Nouv. sér., n° 46, p. 176, 1942.
6. COSSMANN M. et PEYROT A. — Conchyliologie néogénique de l'Aquitaine. Texte et atlas I-IV, 1909-1924. V, VI, par PEYROT A., 1927-1933. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*.
7. DAGUIN F. — Remarques sur la 1^{re} édition de la feuille de Mont-de-Marsan au 80.000^e et observations récentes sur son territoire. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 209, t. XLIII, p. 219-254, 1942.
8. — Considérations géologiques sur la partie N de la feuille de Mont-de-Marsan au 80.000^e. *Ibid.*, n° 212, t. XLIV, p. 241-252, 1943.
9. — Révision de la feuille de Mont-de-Marsan au 80.000^e. *Ibid.*, n° 216, t. XLV, p. 246-254, 1944.
10. — L'Aquitaine occidentale. Actualités scientifiques et industrielles. n° 1050, p. 232, pl. 3, Hermann, Paris, 1948.
11. DAMESIN. — L'anticlinal d'Audignon. S. N. P. A., Rapport géologique n° 38 : inédit.
12. DEGRANGE-TOUZIN A. — Étude préliminaire des coquilles fossiles des faluns des environs d'Orthez et de Salies-de-Béarn (Basses-Pyrénées). *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, p. 333-457, pl. VIII-IX, 1894.
13. DEPÉRET Ch. — Sur la classification et le parallélisme du système miocène. *B. S. G. F.* (3), XXI, 1893, p. 170-266.
14. DOLLFUS G. F. — Étude sur la molasse de l'Armagnac. *Ibid.* (4), t. XV, p. 335-402, 1915.
15. DUBALEN P. E. — Les sables fauves de Chalosse à Salles (Gironde). *Proc.-Verb. Soc. Linn. Bordeaux*, t. LXIV, p. 66-68, 1910.
16. — Aperçu géologique sur la région des sables des Landes. *Bull. Soc. Borda*, Dax, 36^e année, p. 141-157, 1911.
17. DUFOUR L. — Note sur l'alumine hydratée silicifère ou Lenzénite des environs de Saint-Sever. *Ann. Sc. Nat.*, t. II, p. 21-26, 1824.
18. FABRE A. — Description géologique des terrains tertiaires du Médoc, p. 533, pl. 12, Drouillard, Bordeaux, 1939.
19. HAUG. E. — Traité de Géologie, t. II, fasc. 3, Armand Colin, Paris, 1927.
20. JACQUOT E. — Description géologique, minéralogique et agronomique du Département du Gers. 2 vol., 1^{re} part., 158 p., 2^e part., 134 p., Imprimerie nationale, Paris.
21. JACQUOT E. et RAULIN V. — Statistique géologique et agronomique du département des Landes. In-8°, 674 p., 1 pl., 1^{re} part., 1874.

- 2^e part., 1888, Mont-de-Marsan, Delaroy ; 3^e part., par RAULIN, 1897, Verdun, Laurent.
22. LÉVY R. — Le flanc NE de l'anticlinal de Sainte-Suzanne. S. N. P. A., rapport géologique n° 58. Inédit.
23. MARTRES L. — Les silex tertiaires des Landes. *Bull. Soc. Borda*, Dax, 7^e année, p. 185-187, 1 pl., 1882.
24. PEYROT A. — Contribution à l'étude du Miocène du Département du Gers : Le falun de Manciet. *Proc.-Verb. Soc. Linn. Bordeaux*, t. LXXV, p. 27-47, 1923.
25. — Complément à l'étude du Miocène de Manciet. *Ibid.*, t. LXXXV, p. 51-53, 1923.
26. RECH-FROLLO (M^{me} M.). — Conditions lacustres en milieu marin. Le Danien de la partie orientale du sillon nord-pyrénéen. *B. S. G. F.* 3), XVIII, 1948, p. 115-122.
27. RÉPELIN J. — Feuille de Mont-de-Marsan, au 1/80.000^e. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 136, t. XXIII, p. 144-147, 1913.
28. — Le bassin d'Aquitaine à l'époque helvétique : le golfe marin. *CR. Ac. Sc.*, CLXXXVI, p. 708-709, 1928.
29. RICHARD (M^{lle} M.). — Contribution à l'étude du bassin d'Aquitaine. Les gisements de Mammifères tertiaires. *Mémoires Soc. Géol. France*, nouv. sér., n° 52, p. 380, 1948.
30. ROMAN F. et VIRET J. — Le Miocène continental de l'Armagnac et le gisement burdigalien de la Romieu. Livre Jubilaire Soc. Géol. France, t. II, p. 577-604, 1930.
31. VASSEUR G. — Feuilles d'Auch. et de Lectoure. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 73, t. XI, p. 169-172, 1900.
-

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DE LA BASSE TERRASSE RHÉNANE

PAR N. Théobald¹.

Sommaire. — La constitution, la formation et l'âge de la Basse Terrasse rhénane entre Bâle et Karlsruhe, sont brièvement analysées.

La B. T. rhénane entre Bâle et Karlsruhe est un dépôt complexe dont la structure et la morphologie résultent de l'interférence de mouvements tectoniques très lents se poursuivant en même temps que les alluvions s'accumulent.

De l'aval jusqu'à la hauteur du Kaiserstuhl le sommet de la B. T. est formé d'alluvions d'âge interglaciaire parfois couvertes de loess récents. De l'extrémité des langues glaciaires jusqu'à la hauteur du Kaiserstuhl, il est formé des dépôts fluvio-glaciaires datant des poussées glaciaires ultérieures: dans la région du Kaiserstuhl et localement plus à l'aval ils s'étalent par-dessus les précédentes. En certains endroits la B. T. disparaît même sous les alluvions récentes.

A. Délimitation du sujet. — Il ne sera question ici que de la portion du Rhin située entre Karlsruhe et Bâle, c'est-à-dire d'une partie du « Fossé rhénan » = « Oberrheintalgraben » des auteurs allemands.

B. Constitution de la Basse Terrasse. — Dans un récent travail [6], j'ai exposé un grand nombre de faits sur la constitution de la Basse Terrasse en aval de Bâle. Dans une autre note [7] j'ai étudié la différence de structure de la Basse Terrasse rhénane, selon les secteurs envisagés. J'ai montré la diversité des dépôts étalés en surface de la Basse Terrasse, allant des sables éoliens accumulés en véritables dunes aux loess typiques ou lehmifiés.

La répartition de ces dépôts varie à la fois dans le sens transversal et dans le sens longitudinal par rapport au fleuve.

Sur la rive gauche, la Basse Terrasse est couverte de loess typique, loess récent, formant une couche épaisse parfois de 2 à 3,50 m et largement étalée [1, 2, 4]. Ce sont les niveaux appelés « Terrasses de Schiltigheim » au N de Strasbourg, « Terrasses de Lingolsheim » et « Terrasse d'Erstein » au S de Strasbourg.

A cause de leur couverture de loess, A. Briquet [1] avait

1. Note présentée à la séance du 7 mars 1949.

réuni ces terrasses sous le nom de « Moyennes Terrasses ». Ainsi que nous le montrerons plus loin, la « Terrasse à berge haute » de la rive droite du Rhin porte aussi une couverture lössique et doit être considérée comme l'équivalent des surfaces précédentes.

Sur la rive droite du Rhin n'existent que des dépôts restreints de lœss. Les buttes échelonnées du Kaiserstuhl à Rastatt montrent tous les passages entre les dunes à éléments sableux éoliens et les dépôts lössiques. Selon le matériel présent, sableux ou limoneux, il s'est formé des dunes ordinaires à constituants sableux ou des dépôts lössiques. La répartition de ces dernières semble d'ailleurs en relation avec des phénomènes tectoniques que l'on peut soupçonner dans les grandes lignes mais qu'il serait hasardeux de fixer d'après ce seul critère.

C. Évolution tectonique du fossé rhénan et des môles Vosges-Schwarzwald. — La réalité de l'affaissement quaternaire du Fossé rhénan au N des rapides des Kembs me semble suffisamment démontrée. J'estime qu'à la hauteur du Kaiserstuhl l'affaissement du fond des alluvions du Fossé rhénan a pu atteindre un maximum de près de 400 m.

Il convient de ne pas confondre l'évolution du Fossé rhénan avec celle des môles Vosges-Schwarzwald le bordant. Alors que le fond du Fossé rhénan s'est affaissé, les deux massifs se sont certainement relevés à une époque récente, mais ceci dans des limites très faibles que j'estime de l'ordre d'une dizaine de mètres. De plus, alors que le fond du Fossé rhénan a évolué par compartiments plus ou moins indépendants, les deux môles ont dû se relever en blocs à peu près homogènes. Ce relèvement, peut-être très constant, s'est dans tous les cas effectué très lentement. Il en résulte que les niveaux d'érosion des différentes vallées sont régulièrement étagés ce qui a permis à C. Sittig de les comparer. On peut en conclure que les massifs anciens ont été déformés et qu'ils ont évolué d'une façon très homogène, mais on ne peut pas en déduire qu'il n'y a pas eu de mouvements tectoniques quaternaires.

La réalité d'un affaissement quaternaire important du fond du Fossé rhénan est certaine. Mais il faut aussi se convaincre que la vitesse de cet affaissement a été si lent, au maximum 1 mm par an, que son importance paraît négligeable par rapport à la capacité d'alluvionnement du système hydrographique et qu'il n'a pas réussi à empêcher l'application des lois fondamentales : 1) de remblaiement et de creusement régressifs liés à des niveaux

de base stables à l'aval, 2, de dépôt et de creusement résultant de la surcharge glaciaire ou de la fonte des glaces à l'amont.

Ces considérations sont peut-être de nature à concilier les vues des partisans de l'eustatisme et des tectoniciens. Dans tous les cas elles permettent d'expliquer la différence de nature de couverture de la Basse Terrasse à l'amont et à l'aval du Kaiserstuhl.

D. Les lœss liés à la Basse Terrasse. — A l'amont du Kaiserstuhl on n'observe pas de dépôt lœssique vrai sur la Basse Terrasse. Le long du rebord oriental de Sundgau, on connaît bien des dépôts lœssiques sur les graviers de la Basse Terrasse, mais il s'agit incontestablement de lœss remaniés par glissement, par solifluction ou par ruissellement, ou encore mis en place par affaissement du soubassement.

Au N du Kaiserstuhl la Basse Terrasse porte souvent des buttes de lœss ou une couverture de lœss plus ou moins importante. On en connaît au N de Mulhouse. G. Dubois a signalé l'importante couverture de lœss de la terrasse d'Erstein; j'en ai signalé sur la rive droite au S du village d'Orschweier, aux environs de Schuttern et à l'W d'Oberschopfheim, il en existe aussi sur la Terrasse dite du Hochgestade aux environs de Rheinbischoffsheim.

L. Hirsch [3] a signalé récemment l'existence de deux séries lœssiques sur la Basse Terrasse rhénane = Terrasse à berge haute aux environs de Karlsruhe. L'auteur étant convaincu de l'âge wurmien du lœss récent, envisage la possibilité d'un âge rissien des graviers le supportant et se trouve ainsi réduit à envisager l'âge rissien de la terrasse du Hochgestade. Cette difficulté n'est, à mon avis, qu'apparente et doit être résolue par les considérations suivantes : en conformité avec de nombreux autres auteurs j'ai déjà exposé ailleurs que la Basse Terrasse est en grande partie d'âge interglaciaire comme la terrasse marine de 15-20 m à laquelle elle se raccorde à l'aval [3]. Étant donné qu'elle s'est établie par remblaiement régressif de l'aval vers l'amont, elle devient par conséquent plus récente au fur et à mesure que l'on remonte vers l'amont où elle peut même dater de la période glaciaire suivante.

Il en est ainsi de la Basse Terrasse rhénane. Elle serait essentiellement d'âge interglaciaire Riss-Würm de l'aval vers l'amont jusqu'aux environs du Kaiserstuhl. On peut ainsi expliquer que le lœss wurmien, et même 2 à 3 séries de lœss récents, correspondant aux 2 ou 3 phases maximales de froid du Würm, aient

pu se déposer durant le Würm sur les portions de terrasses déjà construites aux phases interglaciaires ou interstadias précédentes. A l'amont, l'avancée des glaciaires wurmiens détermina l'édification de cônes fluvio-glaciaires en relation avec les moraines externes et se poursuivant à l'aval jusque dans les terrasses correspondant au gradin le plus élevé de la Basse Terrasse au N de Bâle. Plus loin, cette nappe d'alluvions s'est étalée sur les portions interglaciaires ou interstadias déjà construites. En certains endroits elle a pu recouvrir des lœss et les ensevelir sous une couche d'alluvions.

Ainsi s'explique la présence de sables lœssiques, de sables calcaires, de sables éoliens ou de lœss interstratifiés dans les dépôts de la Basse Terrasse.

Remarque : Notons toutefois que le jeu des mouvements tectoniques permet aussi d'expliquer la présence de lœss interstratifiés dans la Basse Terrasse, ou la recouvrant, ou encore placés en contre-bas des alluvions actuelles [2], par l'affaissement récent de la Basse Terrasse.

Il est d'ailleurs probable, ainsi que nous l'avons déjà fait remarquer dans le paragraphe précédent, que les mouvements tectoniques ont interféré avec les phénomènes de remblaiement liés à l'eustatisme des niveaux de base pour produire l'effet actuel.

E. Age de la Basse Terrasse. — Les considérations précédentes ont permis de faire certaines remarques importantes sur l'âge de la Basse Terrasse. En raison, toutefois, des opinions émises à ce sujet [8], il convient pourtant de préciser certains points.

La Basse Terrasse rhénane en aval de Bâle ne saurait être identifiée à un cône de déjection des émissaires des lacs alpins. Cette nappe n'a ni la structure ni la composition d'un cône de déjection. Son épaisseur augmente en effet vers l'aval. Il a été démontré plus haut que cela était dû à l'affaissement du fond. D'autre part la taille des galets constituant les alluvions ne diminue pas sensiblement ainsi que cela s'observe généralement dans un cône de déjection.

D'ailleurs à l'époque où s'est déposé le gradin le plus élevé de la Basse Terrasse en aval de Bâle, les cônes fluvio-glaciaires auxquels il se raccorde se trouvaient placés aux environs de Schaffhouse, c'est-à-dire à plus de 50 km à l'amont. Il est en effet démontré que la surface de la Basse Terrasse des environs de Bâle se poursuit vers l'amont et se raccorde aux moraines externes du Würm. Elle ne saurait donc être d'âge tardiglaciaire.

Cela ne saurait être le cas non plus pour la Terrasse à berge haute « Hochgestade » qui, au N de Strasbourg porte, ainsi que L. Hirsch vient de le confirmer, une mince couverture de lœss. P. Wernert fait observer très justement que le lœss couvrant la terrasse de Lingolsheim date de la fin du maximum würmien. Or, il a une position analogue à celui de la terrasse à berge haute. Celles-ci, comme la terrasse de Lingolsheim, sont d'un âge antérieur au maximum du Würm et datent sans doute de l'interglaciaire Riss-Würm. Mais il est possible que le sommet de certaines portions de Basse Terrasse, celles correspondant notamment aux Rieds soient d'âge tardiglaciaire. De même les portions de Basse Terrasse qui, entre Markolsheim et Strasbourg, disparaissent sous les alluvions actuelles, sont dans leur portion terminale postérieures au Würm et peuvent même dater de l'époque actuelle.

En l'état actuel de nos connaissances il ne semble pas possible de synchroniser les terrasses du Rhin inférieur et celles du Rhin supérieur. En raison de la réalité des mouvements tectoniques, l'application des seules méthodes morphologiques est insuffisante pour résoudre le problème. Une étude minutieuse devrait en outre prendre en considération la constitution pétrographique des sédiments, la forme du soubassement des alluvions et les rares documents paléontologiques et archéologiques que nous possédons. Ainsi pourrait-on essayer de reconstituer l'histoire complexe de l'édification de la Basse Terrasse.

BIBLIOGRAPHIE

1. A. BRIQUET. — Le Quaternaire de l'Alsace, *B. S. G. F.* (4), XXX, 1930, p. 977-1014.
2. G. DUBOIS et J. ROTHÉ. — La basse terrasse d'Erstein et le ried de l'Andlau, *C. R. somm. S. G. F.*, 1945, p. 37.
G. DUBOIS et A. DROSDOFF. — Relation de position du lœss, des alluvions anciennes et des alluvions récentes à Kogenheim (Bas-Rhin), *Ibid.*, 1948, p. 176.
3. L. HIRSCH. — Neue Beobachtungen zur Stratigraphie und Tektonik des Oberrheinischen Diluviums, *Mitteilbl. bad. geol. Landesanst.*, Freiburg i. Br., 1948, p. 51.
4. N. THÉOBALD. — Découverte d'une défense de Mammouth dans les alluvions de la plaine rhénane à Valf (Bas-Rhin), *Bull. Soc. Sc. Nancy*, 1937, 5, p. 142.
5. N. THÉOBALD et G. GARDET. — Les alluvions de la Moselle et de la Meurthe en amont de Sierck, *Bull. Centenaire de la Soc. Hist. nat. Moselle*, Metz, 1935.

6. N. THÉOBALD. — Carte de la base des formations alluviales dans le Sud du Fossé rhénan, *Mém. Serv. Carte géol. Als. et Lor.*, IX, Strasbourg, 1948. Note : Ce travail donne la bibliographie antérieure sur ce sujet.
 7. — Dépôts loessiques de la Basse Terrasse rhénane sur la rive badoise du Rhin au Nord de Kaiserstuhl, *Mitteilbl. bad. geol. Landesanst.*, 1948, p. 54.
 8. P. WERNERT. — Le rôle régulateur des lacs alpins et la formation des alluvions pléistocènes récentes du fossé rhénan, *CR. Ac. Sc.*, t. 244, 1940, p. 292.
-

L'ANTICLINAL DU GROS FOUG AU NORD DE SERRIÈRES-EN-CHAUTAGNE (SAVOIE)

PAR P. Hirtz¹.

L'anticlinal du Gros Foug constitue le rebord oriental du Jura entre le bassin des Usses (Haute-Savoie) au N et la ville d'Aix-les-Bains (Savoie) au S. Un levé à l'échelle du 20.000^e de la partie du pli située au N de Serrières-en-Chautagne (Savoie) apporte quelques précisions sur la géologie de cette région².

STRATIGRAPHIE

Deux faits sont à signaler :

1^o *Existence d'un Kiméridgien inférieur marneux daté par une faune d'Ammonites* : Ces terrains avaient été antérieurement attribués au Séquanien sur la base d'une analogie de faciès, les fossiles ayant été rapportés à la faune à *polyptoci* caractéristique de cet étage [1, p. 858 ; 2, p. 297 ; 3, p. 76]. Une première détermination des échantillons récoltés dans la partie médiane de la cluse du Fier, au bord de la route, fournit la liste suivante :

Belemnites Hibolites semisulcatus MÜNST., *Lytoceras* sp., *Streblites* cf. *weinlandi* OPP., *Streblites* cf. *frotho* OPP., *Streblites* sp., *Taramelliceras* sp., *Greniceras dentatum* REIN., *Ataxioceras* cf. *lothari* OPP., *Ataxioceras* cf. *effrenatum* FONT., *Ataxioceras* aff. *inconditum* FONT., *Planites* aff. *lictor* FONT., *Katrolliceras crussoliensis* FONT., *Lithacoceras ardescicus* FONT. (non récolté en place ; peut provenir d'un niveau un peu supérieur), *Aspidoceras binodum* (QU.) OPP. sp., *Physodoceras* sp., *Terebratula zietenii* DE LOR., *Terebratula* aff. *Ulmen-sis* (QU.) ROLLIER sp., *Rhynchonella* sp.

Cette faune caractérise le Kiméridgien inférieur (au sens de Haug = zone à *Streblites tenuilobatus* OPP.). La plupart des espèces se retrouvent à Crussol (Ardèche) au même niveau, certaines d'entre elles apparaissant dès le Séquanien. *Greniceras*

1. Note présentée à la séance du 7 février 1949.

2. Ce travail, effectué pendant l'été 1947 sous les auspices de l'École Nationale Supérieure du Pétrole, a fait l'objet d'un Diplôme d'Études Supérieures présenté devant la Faculté des Sciences de Lyon.

dentatum REIN., qui caractérise à Crussol la partie supérieure de la zone à *tenuilobatus* et en Souabe, sert à définir la zone supérieure du Jura Blanc Gamma où il est accompagné de *Katrolliceras Crussoliensis*, etc. [3, p. 39], est abondant au sommet de la formation fossilifère. Celle-ci paraît donc représenter l'ensemble du Kiméridgien inférieur.

La persistance d'un faciès marneux à Ammonites dans le Kiméridgien inférieur et le développement de grandes masses de calcaires récifaux dans le Kiméridgien supérieur et le Bononien, à la limite orientale du Jura est conforme au schéma classique formulé par l'abbé Bourgeat [6].

2° Apparition de « brèches à cailloux noirs » à 60 m sous la base du Valanginien dans des couches encore marines : ce fait à rapprocher des observations de Joukowsky et Favre au Salève et au Vuache (Haute-Savoie) [7, p. 310-326], de Raven dans la région de Morez-les Rousses (Jura) 8, pp. 31, 44, 54] montre que ce faciès pétrographique ne suffit pas, à lui seul, pour caractériser le Purbeckien, défini comme un épisode saumâtre du sommet du Portlandien.

TECTONIQUE

1° Situation de l'anticlinal du Gros Foug dans le cadre jurassien (fig. 1). Il est intéressant d'étudier la direction axiale de l'anticlinal dans sa partie N. Approximativement NS au N de Serrières, il s'infléchit légèrement vers l'E au S du Fier. Dans la montagne des Princes, sa direction est environ N-12°-E. Cette direction paraît se maintenir jusqu'à la vallée des Usses, où le passage de l'axe fait apparaître, selon la carte au 80.000^e (2^e éd.), la base de l'Oligocène au S de Chessenaz (Haute-Savoie), alors que de part et d'autre, on ne rencontre plus que l'Aquitainien ou la molasse. En outre, le cours des Usses a dû être influencé par le prolongement de la ride anticlinale qu'il contourne en aval de Frangy (Haute-Savoie), avant de s'orienter vers le SSW.

Dès lors, envisageons le cadre tectonique du bassin de Bellegarde (Ain). A l'W, le faisceau Crêt du Nû — Grand Colombier dessine une inflexion à concavité tournée vers la cuvette. Au S l'anticlinal du Gros Foug est dévié vers l'E et dessine un mouvement symétrique de celui du Vuache au NE. En somme, les directions tectoniques s'écartent de ce bassin : il se comporte comme un obstacle rigide déviant les plis aussi bien à l'E qu'à l'W. En outre l'anticlinal du Crêt d'Eau diminue de largeur vers le S et son flanc occidental se renverse

très fortement [9]. Vinciennne évoque à ce propos « l'existence en profondeur d'un obstacle contre lequel le flanc inverse se serait écrasé » [9]. Quant à l'anticlinal du Vuache, il se présente, d'après ce même

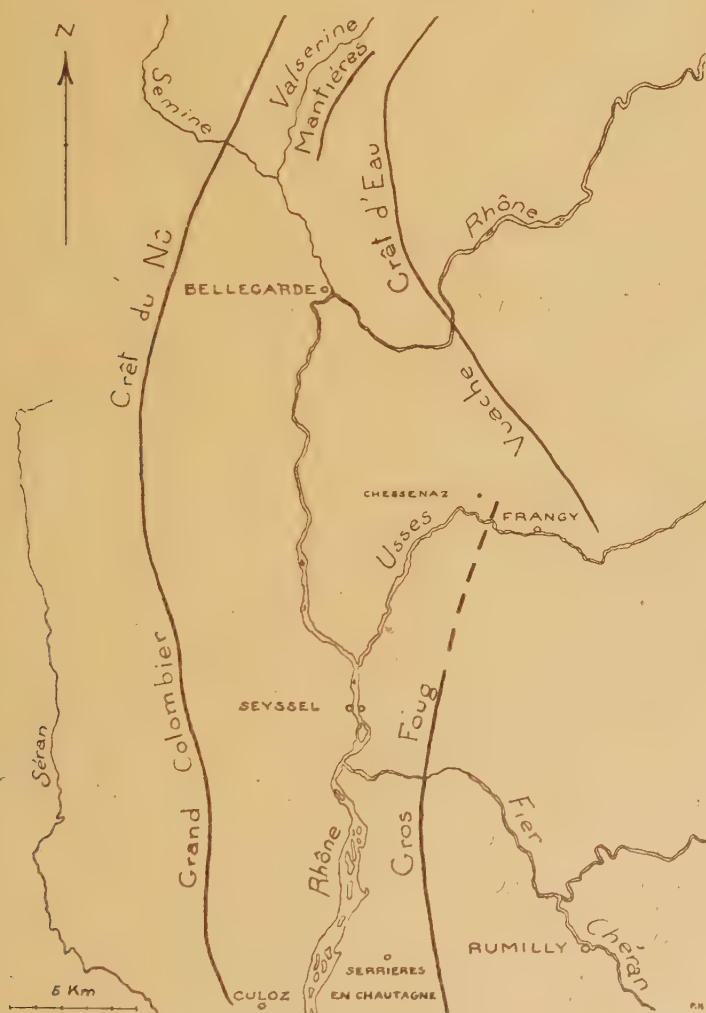


FIG. 1. — Le bassin de Bellegarde. — Schéma structural.

auteur, comme un pli dissymétrique à regard SW, passant en profondeur à un pli-faïlle : « il serait venu s'écraser à l'W contre un massif ancien rigide » [10].

Le tracé de l'anticlinal du Gros Foug renforce cette notion du comportement rigide du bassin de Bellegarde. Sur le bord externe

du faisceau des Hautes Chaînes, son rôle est comparable à celui des *plateaux* dans la zone médiane du Jura.

2° *Forme du pli* (fig. 2). Par sa dissymétrie, la raideur ou le déversement de son flanc occidental, l'existence de disharmonies, l'anticlinal du Gros Foug est typiquement jurassien. Toutefois son ampleur, sa charnière largement arrondie, sa terminaison périclinale étalée, l'absence de faille importante, lui confèrent un cachet spécial. La surcharge due au poids de la molasse qui l'a recouvert en tout ou en partie, est sans doute responsable de ces caractères particuliers.

Les coupes anciennes [1; 11; 2, II, pl. II, fig. 15; 3, fig.] ont exagéré les proportions d'un repli secondaire, simple disharmonie n'affectant en réalité que le Valanginien et d'une faible importance dans la constitution de l'anticlinal.

Il faut signaler l'inexactitude de la carte au 80.000^e, feuille de Nantua 2^e éd., au S du Fier. Elle figure l'anticlinal sous la forme d'une voûte urgonienne, échancrée à l'W où apparaîtrait l'Hauterivien. En réalité l'érosion a largement attaqué le pli qui subit dans cette région une surélévation d'axe, et décapé le noyau de Jurassique supérieur. Le Crétacé ne forme qu'un liseré redressé ou renversé à l'W, et une bordure étroite qui reste au pied de la Montagne du Gros Foug à l'E.

MORPHOGÉNIE

Le Fier traverse le chaînon du Gros Foug grâce à une coupure transversale dont la profondeur maximum dépasse 500 m. Sa situation à quelques km seulement au S du périclinal de la Montagne des Princes, pose de façon frappante le problème de l'origine et de la formation des *cluses*.

M. Lugeon [12, p. 316-317] s'est prononcé à son sujet en faveur de la théorie de l'antécédence, avec une certaine réserve toutefois. L'abbé Martin [13, p. 77-78], en accord avec M. de Martonne, voit, à l'origine de la cluse la confluence de deux rus. Enfin M. de Margerie [14, p. 1.307-1.309], reprenant à son tour le problème, critique vivement l'application au présent cas de la théorie de l'antécédence.

La carte structurale (fig. 2) met en évidence la descente axiale progressive du pli interrompue par un palier et même un ensellement qui paraît atteindre une cinquantaine de mètres. Cet ensellement correspond au tracé de la cluse du Fier dont la présence empêche d'ailleurs de déterminer avec précision les isobathes à son voisinage immédiat. Ce n'est pas cette particularité qui a

déterminé, à elle seule, la formation de la cluse. Mais il n'est pas douteux qu'elle a joué un rôle d'*orientation* parmi bien d'autres facteurs dont le Val de Fier est la résultante. Tant que la part

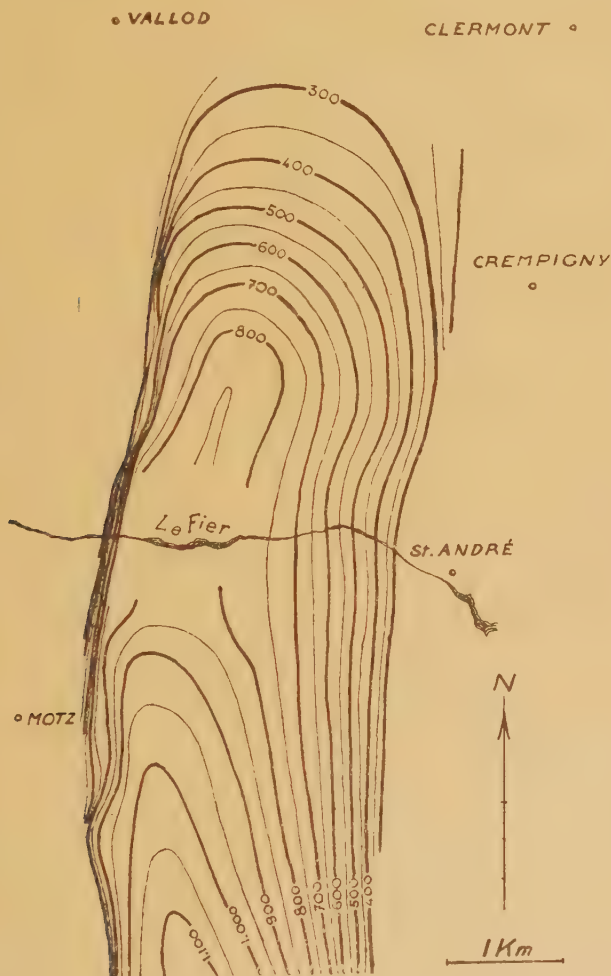


FIG. 2. — Carte structurale de l'anticlinal du Gros Foug (segment N).
Isobathes de la base du Crétacé. — : isobathes de 100 m, — : isobathes de 50 m.

et la nature de ces autres facteurs (limite de transgression de la molasse sur le pli, érosions antéglaciaires et glaciaires¹, mouve-

1. Vue par exemple de la chapelle de Saint-André (Haute-Savoie), la cluse du Fier montre le profil d'une vallée glaciaire à deux épaulements, surcreusée.

ments épirogéniques postérieur à la phase post-pontienne, etc.) n'auront pas été élucidés avec précision, toute reconstitution morphogénique restera hypothétique.

BIBLIOGRAPHIE

1. PILLET (L.). — Compte rendu de l'excursion du 30 août au Val de Fier. *B. S. G. F.* [3], XIII, 1885, p. 857-859.
2. REVEL (J.). — Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. 2 vol. in-8°, 622 + 304 p., 62 fig., 4 pl., Chambéry, 1910.
3. DARESTE DE LA CHAVANNE (J.). — Révision de la feuille de Nantua au 80.000^e *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* XXVIII, n° 155, CR. Collab. campagne, 1923, p. 74-82, 1 fig., 1923-24.
4. DUMORTIER (E.) et FONTANNES (F.). — Description des Ammonites de la zone à *A. tenuilobatus* de Crussol (Ardèche) et de quelques autres fossiles jurassiques nouveaux ou peu connus. 1 vol. in-8°, 160 p., 16 pl., Lyon-Paris, 1876.
5. KAYSER (E.). — Lehrbuch der Geologie. Band IV : Geol. Formationkunde, II 6-7 Auflage. 1 vol. in-8°, 657 p., 147 fig., 54 tab., Stuttgart, 1924.
6. BOURGEAT (E.). — Résumé des changements de faciès du Jurassique supérieur à travers le Jura méridional. *B. S. G. F.* [3], XIII, 1885, p. 794-803, 3 fig.
7. JOUKOWSKY (E.) et FAVRE (J.). — Monographie géologique et paléontologique du Salève. *Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 37, fasc. 4, p. 295-523, 56 fig., 20 pl., 1913.
8. RAVEN (T.). — Étude géologique de la région de Morez-les Rousses (Jura). *Trav. Lab. Géol. Lyon*, fasc. XX, mém. 17, 124 p., 2 pl., 1 carte, 1932.
9. VINCENNE (H.). — Observations stratigraphiques et tectoniques sur la terminaison méridionale de la chaîne du Credo. *CR. Ac. Sc., CXC*, p. 805-807, 1930.
10. — Les relations structurales entre les rochers de Léaz (Ain), le vieux château d'Arcine (Haute-Savoie) et le Vuache. Conclusions sur la tectonique de cette chaîne. *Ibid.*, CXC, p. 947-949, 1930.
11. MAILLARD (G.). — Sur le plissement secondaire du Valanginien dans le Val de Fier. *B. S. G. F.* [3], 1885, XIII, p. 859-860.
12. LUGEON (M.). — Recherches sur l'origine des vallées des Alpes Occidentales. 1^{er} article. *Ann. Géogr.*, X, n° 52, p. 295-317, 10 fig., pl. 30-31, 1901.
13. MARTIN (J. B.). — Le Jura méridional : étude de Géographie physique spécialement appliquée au Bugey. *Rev. Géogr. Ann.*, IV, 220 p., 58 fig., 1910.
14. DE MARGERIE (E.). — Le Jura, 2^e partie : commentaire de la carte structurale. Description tectonique du Jura Français. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, p. XIX-XXXV + 645-1542, fig. 184-444, pl. III-XXI, 1936.

TECTONIQUE DES TERRAINS DE COUVERTURE DU BASSIN HOILLER DU GARD DANS LA VALLÉE DE L'AUZONNET ¹

PAR J. Louis ².

Résumé. — Par sa situation géographique et son relief, la vallée de l'Auzonnet, qui coupe de l'W à l'E le bassin de Bessèges, permet, mieux que partout ailleurs, une étude précise de la tectonique des morts-terrains. Les plissements sont peu accusés, réguliers, à grand rayon de courbure. Les accidents sont nombreux, orientés WNW ou NNE.

Les premiers paraissent se partager en trois groupes : des failles anciennes peu inclinées sur l'horizontale ; une série de petites failles inverses affaissant les terrains vers le S et donnant lieu à des répétitions de couches ; des effondrements, souvent importants, vers le S, dont le type est la faille des Ribots.

Les seconds, de rejet variable mais quelquefois considérable sont, le plus souvent, des affaissements vers l'E, inclinés à 45°. Ils paraissent jouer un grand rôle dans la région Bessèges-Le Martinet, séparant les séries houillères de Saint-Jean-Molières, régulières et bien réglées, de la zone Bessèges-Trelys, où l'on voit des superpositions anormales dans le Carbonifère.

Ces observations permettent de conclure à l'existence de deux tectoniques au moins : des plissements antétriasiques particulièrement intenses et une phase tertiaire de faibles plissements mais à laquelle on doit imputer la grande majorité des accidents.

Partagé par un promontoire des massifs cristallins cévenols auquel il est adossé, le terrain houiller du Gard forme au NE le bassin de Bessèges, au SW celui de la Grand-Combe ; à l'E il s'ennoie sous les formations secondaires et tertiaires. La vallée de l'Auzonnet qui, de l'W à l'E, coupe le bassin de Bessèges dans sa partie méridionale, est un champs d'élection pour l'étude de la tectonique posthouillère. Le Trias, peu épais, mais nettement diversifié, y affleure largement et permet l'observation facile des accidents dont les exploitations qui s'étendent du Martinet à Saint-Jean de Valériscele retrouvent trace dans le Houiller.

1. Pour les noms géographiques, le lecteur est prié de se reporter à la feuille d'Alais, 2^e édition, quart NE.

2. Note présentée à la séance du 21 février 1949.

Les quelques recherches nouvelles dont nous exposerons le résultat ont été grandement facilitées par les travaux de Grand'Eury, Fabre, Marsault, de Brun, Termier et Friedel, G. Livet¹, pour ne citer que quelques noms. C'est ainsi que pour la stratigraphie, nous conserverons les divisions adoptées par ces auteurs.

Le *Trias inférieur* montre au Mercoïrol, au-dessus du Houiller et en discordance, 2 à 3 m de grès sableux à gros galets de quartz surmontés d'une dizaine de mètres d'arkoses en bancs épais et massifs.

Le *Trias moyen* ou *Muschelkalk* est une alternance de bancs sableux et de bancs calcaires de faciès variable : tantôt gris sombre et coupés de petits bancs de marne noire, tantôt jaune ocre. A l'Arboux, où l'on peut attribuer 40 m d'épaisseur au *Muschelkalk*, on observe, non loin de la base, une assise sableuse de plusieurs mètres d'épaisseur.

Le *Trias supérieur* est une série monotone de marnes colorées alternant avec des calcaires et quelques bancs gréseux. Ces derniers dominent au sommet où apparaissent des sables qui constituent le principal niveau aquifère de la région. Épaisseur totale : 50 m vers l'Auzières.

Le *Rhétien*, décrit par de Brun à Molières, à quelques km plus au N, comme une alternance de grès, de calcaires et de marnes noires, n'est pas signalé dans la vallée de l'Auzonnet par la carte géologique d'Alais, 2^e édition. Toutefois, on trouve ici à la base de l'Hettangien de minces lits de marne noire et de grès. Au-dessus de l'ancienne usine de produits chimiques de Saint-Florent, j'ai observé à ce niveau quelques plaques de grès présentant des traces mal conservées qui font penser à *Avicula contorta* (PORTL.). La présence du Rhétien est donc possible.

L'*Hettangien* est constitué par des calcaires en plaquettes auxquels succèdent des dolomies.

Au-dessus vient toute la série des calcaires du *Jurassique* que nous ne décrirons pas car ils n'apparaissent pas dans la vallée.

Il a toujours été admis que le Trias était moins épais dans la vallée de l'Auzonnet que vers Molières et la Cèze. Nous verrons plus loin que, en raison de la répétition des failles, il est souvent difficile de mesurer avec précision la puissance du Trias. Néanmoins cette réduction d'épaisseur vers le S me semble réelle : elle ne résulterait pas de phénomènes tectoniques comme le pensait Termier (on ne trouve aucune trace de laminage et les diverses séries de cet étage, bien que réduites, gardent leur individualité), mais plutôt d'un moindre apport de sédiments au voisinage du promontoire du Rouvergue.

1. Pour la Bibliographie, nous renvoyons à la remarquable thèse de Doctorat ès Sciences de G. LIVET (Montpellier, 1938), que cet auteur complète actuellement par une cartographie détaillée et une étude du fond du bassin.

Nous donnons ici la coupe d'un très récent sondage fait à la Bastide, sur le flanc S de la vallée, à l'emplacement d'un puits de retour d'air en fonçage :

Étage	Nature des terrains	Épaisseur	Profondeur
Hettangien	terre végétale	0,90 m	
	calcaire jaune	12,60 m	
(faille)			
Trias supérieur	non carottable ; marnes probables	8,60 m	
			22,10 m
	calcaire gréseux et lits de sable	6,20 m	
	calcaire compact bleu et brun	4,30 m	
Muschelkalk	calcaire et grès	3,05 m	
23,20 m	calcaire jaune	1,35 m	
	calcaire marneux	1,00 m	
	sable	4,40 m	
	calcaire gréseux, sable et argile	2,90 m	
	noire		45,30 m
Trias inférieur	grès quartzeux fins	1,70 m	
11,20 m	grès grossiers à quartz coloré	9,50 m	
			56,50 m
Houiller	schistes	3,90 m	
(faille)			
Trias	arkoses à quartz coloré	0,10 m	
Houilles	grès et schistes à <i>Mixoneura ovala</i>	52,50 m	
fin du sondage.			113 m

Un autre sondage en cours à Saint-Florent, au N de l'Auzonnet, dont l'étude de détail n'est pas terminée, parti dans les marnes du Trias supérieur, a rencontré les calcaires et sables du Muschelkalk vers 70 m ; à 90 m, un accident, du type des failles inverses que nous examinerons plus loin, fait réapparaître sur 8 m les marnes colorées. De 98 m à 162 m, le sondage reste dans les calcaires, marnes noires et sables du Trias moyen, tout en traversant plusieurs accidents qui conduisent à de nouvelles répétitions de couches et augmentent sensiblement les épaisseurs apparentes des terrains. De 162 m à 170 m la sonde a touché les grès de la base du Secondaire ; elle rentre à 170 m dans des grès fins sans fossile de faciès houiller.

Enfin, plus au N encore, il suffit de suivre le chemin de Saint-Florent aux Brousses pour observer un développement notable des marnes du Trias supérieur.

Dans l'ensemble le *pendage* des terrains secondaires est régulier : sa valeur reste voisine de 15 à 20° NNE ; toutefois on observe localement quelques changements de direction vers le NE ou le NW.

Les *accidents* sont nombreux : pour étayer cette assertion nous avons joint à notre exposé, outre la carte générale de la vallée sur laquelle sont indiquées les dislocations principales, une carte à plus grande échelle de la région de la Bastide dont l'étude a

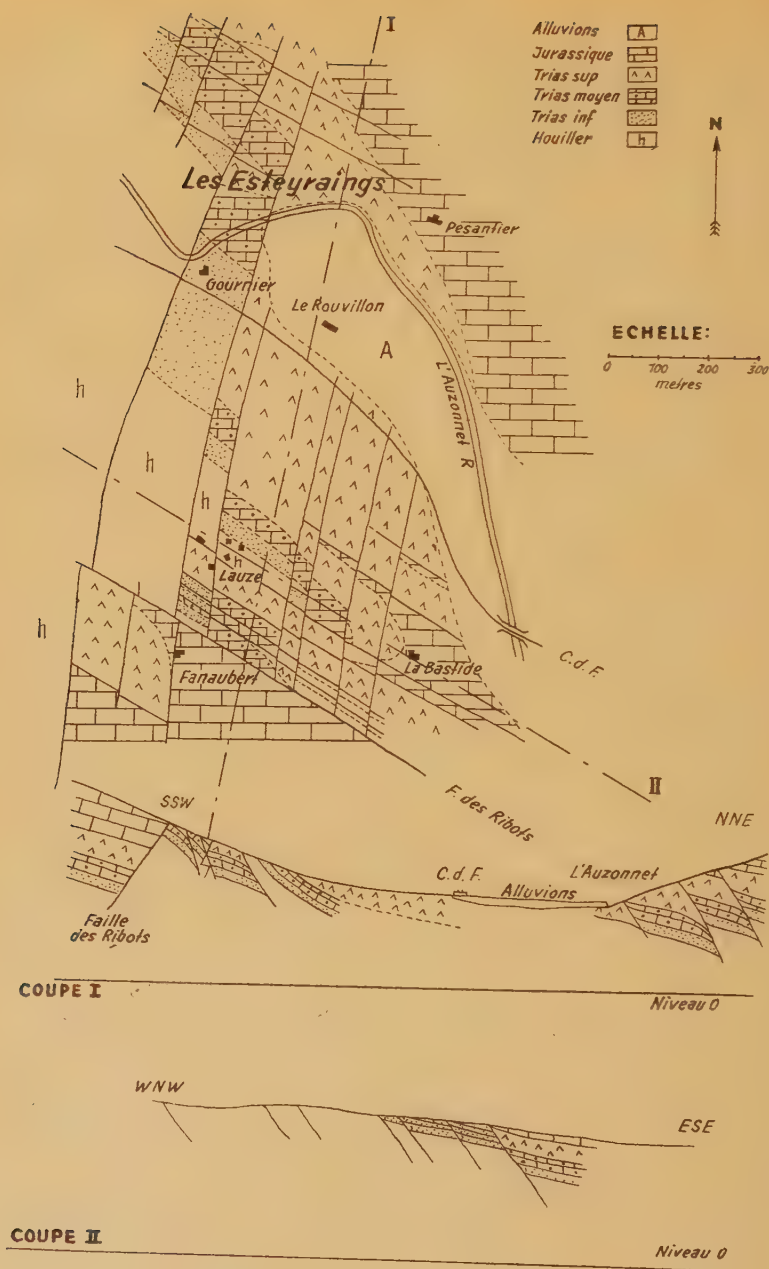


FIG. 1. — Carte de la région de la Bastide.

été faite avec plus de détails et qui montre la multiplicité des accidents.

Ceux-ci appartiennent soit à la catégorie des failles franches, soit à celle des flexures, ou bien réalisent une combinaison des deux. Ils ne s'écartent pas de deux directions principales NNE et WNW, et l'ensemble forme un réseau orthogonal ¹.

En général les *failles* NNE sont inclinées de 45° environ vers l'ENE et déterminent des affaissements. Leur rejet est variable ordinairement de quelques mètres, mais quelquefois considérable, de 100 m et plus. Nous citerons :

la *faille du Mercoirol* qui, vers le Lauze, met en contact les niveaux à *Mixoneura* du Mercoirol successivement avec l'Hettangien et les schistes à *Estheria* ;

la *faille de Gournier* qui juxtapose arkoses et marnes près du hameau de même nom ;

la série des failles NNE entre les Ribots et Saint-Jean ;

les failles de la *Nougarède*, des *Mages*, figurées, à tort me semble-t-il, comme surfaces de charriage dans la 2^e édition de la feuille d'Alais.

Ce sont les failles NNE qui sont responsables du rejet en profondeur du terrain houiller sous le Secondaire, puis du Secondaire lui-même sous le Tertiaire, et non des phénomènes de charriage tertiaires dont on ne trouve aucune trace.

Il existe aussi des accidents NNE dont l'inclinaison et le rejet sont en sens inverse des premiers : mais ils sont beaucoup moins nombreux. On ne connaît guère que la *faille de Panissière*, qui se prolonge dans la vallée de l'Auzonnet qu'elle coupe un peu à l'W du nouveau puits de Saint-Florent et deux autres accidents dans la région de Saint-Jean, dont le rejet probable est de 20 et 50 m.

Si l'on fait une coupe de l'W à l'E dans la vallée, on voit le Houiller disparaître sous le Trias à la faveur d'une première série d'effondrements : ce Trias se relève ensuite quelque peu, et la faille de Panissière le fait disparaître vers Saint-Florent : le terrain houiller affleure sur quelques km, formant l'îlot de Saint-Jean. Une nouvelle série d'effondrements le rejette bientôt en profondeur.

Dans les exploitations, les accidents NNE sont souvent marqués comme des failles franches. Ils paraissent d'ailleurs récents puisqu'ils recoupent en les décalant les autres failles, sauf certaines que nous examinerons plus loin.

1. Directions déjà mentionnées par DE BRUN, *Bull. Soc. Sc. Nat. Nîmes*, 1909, t. XXXVII, p. 3.

Ce sont elles qui, difficilement visibles en terrain homogène, rendent délicates les évaluations d'épaisseur des niveaux du Trias.

b) Des accidents faciles à observer dans la région de Saint-Jean, en particulier vers le Puech-vert ainsi qu'entre Fontanieux et la Nougardède, inclinés de 30° seulement sur l'horizontale et dont les traces sur la carte apparaissent affectés de décrochements résultant du jeu des failles NNE. Ils mettent en contact le Houiller avec les marnes, ou la Jurassique avec les arkoses de base du Trias. Ils correspondent dans le Houiller sous-jacent à un pli. Dans la région de la Nougardède, ils paraissent se continuer dans le Secondaire par une flexure.

Ces dislocations sont plus anciennes que les effondrements NNE.

c) De grandes failles avec effondrement au S, dont le type est la *faille des Ribots*, paraissant inclinées $60-70^\circ$ S : elles se manifestent souvent et très nettement comme des flexures.

La *faille des Ribots*, fortement minéralisée, se suit en ligne droite depuis Fanaubert jusqu'au Puech-jaune. A Fanaubert, elle met en contact la base du Trias avec celle de l'Hettangien : son rejet est ici juste égal à l'épaisseur du Trias.

La *faille de Couze*, en surface, juxtapose Houiller et Jurassique ; elle apparaît au fond, dans les exploitations, comme une vaste flexure bordée d'une faille peu importante. Elle ne paraît pas influencée par les effondrements NNE. Ces accidents seraient donc plus jeunes que ceux du type a.

Ainsi, ces observations permettent de mettre en évidence au moins quatre séries successives de dislocations ; soit, par ordre d'ancienneté probable et en considérant la direction WNW comme celle de l'axe du pli de l'Auzonnet : deux séries longitudinales anciennes (types a et b) ; une série transversale plus récente (NNE) ; une dernière série longitudinale jeune (type c).

Toutes sont tertiaires, on peut les interpréter comme résultant successivement : d'abord de mouvements anciens ayant déterminé un serrage et peut-être un plissement, puis d'une décompression avec effondrements transversaux vers l'E, en dernier lieu, d'affaissements longitudinaux plus récents au S.

Il paraît possible d'étendre ces résultats au bassin de Bessèges. La grande faille de Bordezac, qui coupe celui-ci au N de Bessèges, n'est qu'un accident type Ribots d'un rejet particulièrement important : à la rencontre avec la faille de Panissière apparaît un petit lambeau de Bajocien marqué comme charrié sur la carte géologique et qui, en réalité, se trouve coincé entre deux failles.

Mais ce sont surtout les effondrements NNE qui jouent un rôle important entre le Martinet et Bessèges. En effet on peut, de l'W à l'E, diviser le terrain houiller en trois parties : une *zone occidentale* où l'ordre des assises est renversé ; une *zone orientale* où ces assises se superposent normalement ; entre les deux, une *zone médiane* où l'on observe l'accolement de lambeaux et d'écailles.

Pour des raisons que nous exposerons ultérieurement à propos de la tectonique du Houiller, dont l'étude n'est pas encore terminée, on est amené à considérer le Carbonifère de Bessèges comme formé d'un grand pli couché compliqué de glissements, dont la racine se situe dans la zone orientale, et dont la zone occidentale montrerait le flanc inverse après érosion presque totale du flanc normal.

Pour expliquer la topographie actuelle, il suffit de supposer, entre les zones E et W, une région d'effondrements qui n'est autre que la zone médiane, pays où l'on suit en surface une série de grandes failles NNE, telles les failles de Créal, de Robiac et du mas Tauty.

**SUR LA POSITION TECTONIQUE
D'UN AFFLEUREMENT PERMIEN
BORDANT LE BASSIN HOUILLER DE CHAMPAGNAC (CANTAL)**

PAR **J. Letourneur**¹.

Sommaire. — Sur le bord E du bassin de Champagnac, les formations rouges, dépourvues de relations avec le Stéphanien, doivent être considérées comme permienues. Leur position tectonique le long d'une faille NE, prolongement de l'accident de Saint-Sauves, est un argument supplémentaire en faveur de cette attribution stratigraphique.

Dans sa partie élargie, au droit de l'Hôpital, le bassin houiller de Champagnac s'appuie, par son bord E, à une colline allongée dans la direction NNE-SSW qui, à son tour, domine la rive droite de la Sumène, face au village d'Ydes.

La constitution géologique de cette colline, qui porte les hameaux de la Garde et du Fayet, est assez complexe puisqu'on y trouve (fig. 1) :

— des roches cristallophylliennes, affleurant tout au long de sa base à l'E, au S et au SW : d'abord des micaschistes à pendage W, le long de la bordure du Houiller puis, un peu plus loin, des embréchites à pendage E, séparées des micaschistes précédents par une zone brouillée ;

— des grès et schistes houillers qui revêtent son flanc W depuis le bas jusqu'à une petite crête localement couronnée de formations morainiques, un peu moins élevée que la crête principale et à l'W de celle-ci ;

— un certain nombre de cheminées basaltiques de faible diamètre traversant les micaschistes à peu de distance de la limite E du Houiller, entre la Garde et le Fayet et au SW de ce dernier hameau. Certaines d'entre elles sont restées à l'état de bourgeons avortés, comme on peut le voir dans le talus de la route d'Ydes à Lagnac ;

— enfin des grès et surtout des conglomérats lie-de-vin qui occupent la zone culminante de la colline et la partie supérieure de son versant E.

1. Note présentée à la séance du 21 mars 1949.

Cette dernière formation, dont l'âge n'avait pas encore été précisé, est particulièrement visible au-dessus du Breuil, le long d'un sentier forestier et sur le chemin de la Corce au Fayet. Elle est peu cohérente et dépourvue de stratification. Les conglomérats contiennent de très nombreux galets d'embréchites attei-

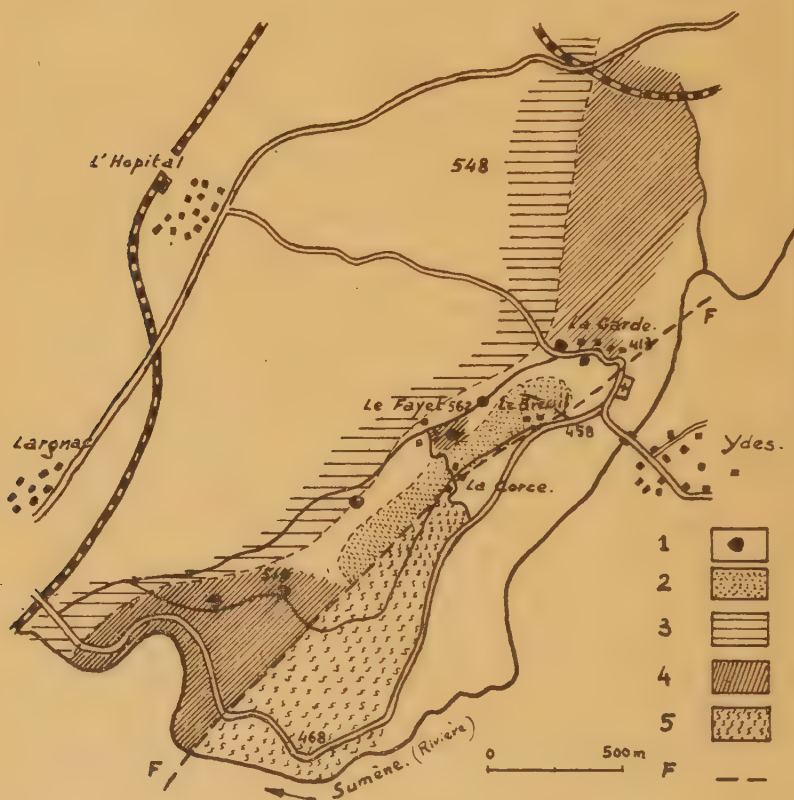


FIG. 1. — Schéma géologique de la colline du Fayet, bord E du bassin de Champagnac (Cantal). 1 : cheminées volcaniques ; 2 : Permien ; 3 : Stéphanien ; 4 : micaschistes ; 5 : embréchites ; F : faille probable

On a laissé en blanc, aux environs du Fayet, une zone de micaschistes probables mais non visibles.

gnant souvent 20 ou 30 cm) et plus rarement de micaschistes. Le ciment est gréseux, grossier, généralement lie-de-vin, mais parfois gris. Les rares parties uniquement gréseuses, qui contiennent des paillettes de muscovite et quelques feldspaths roses sont d'un rouge violacé, ou par exception jaunâtres.

La nature grossièrement détritique de ce dépôt l'avait fait

classer par Mouret [1] dans les niveaux inférieurs de la série houillère. Il faut cependant noter qu'on n'observe jamais de contact direct entre l'une et l'autre formation et que la teinte rouge est également inconnue dans les sédiments houillers du grand sillon, les conglomérats et grès stéphanien étant très généralement cimentés par une pâte sablo-argileuse jaunâtre. La teinte rouge est, par contre, extrêmement répandue dans le Permien du Plateau Central, sans qu'il soit possible d'en citer un exemple aux environs immédiats de Champagnac. L'affleurement permien le plus proche, à la vérité fort isolé, est situé à Saint-Sauves (P.-de-D.), soit à 35 km au NE de la colline du Fayet : il est en majeure partie constitué par des masses de poudingues d'un rouge sombre (à galets de quartz, de granite et de micaschistes) localement accompagnées de psammites gris clair et de schistes noirs à rayure brune chargés de matière organique. Les deux gisements ont donc à la fois en commun la nature principalement conglomératique, la teinte et l'absence de stratification nette. Saint-Sauves n'est d'ailleurs daté que par comparaison avec d'autres dépôts de même composition situés à la périphérie du Plateau Central.

En dehors de cette analogie de faciès, il est sans doute possible de mettre en évidence une analogie de position de ces deux affleurements. Le bassin sédimentaire de Saint-Sauves est en effet bordé au SE par une faille verticale, d'orientation NE-SW, qui le met en contact brutal avec le granite de la Bourboule. Le Permien du Fayet serait également conservé le long de la lèvre W effondrée d'une faille comparable, ou plutôt du prolongement vers le SW de cette faille elle-même. A une telle distance, le raccord serait purement hypothétique si on ne pouvait rassembler un faisceau d'arguments qui milite fortement en faveur de cette possibilité.

La faille bordière du bassin de Saint-Sauves est un accident important que P. Glangeaud [2] a jalonné vers le NE, sur une distance d'une douzaine de km, jusqu'à Rochefort-Montagne, en indiquant aussi son prolongement probable vers le SW et son raccord à angle aigu avec le sillon houiller. De son côté, M. A. Demay [3] a signalé un accident NE-SW dans le matériel cristallin du bord N de la feuille de Mauriac, accident qu'il poursuit au S jusqu'à Bort et dont il imagine d'autre part une continuation possible vers Tauves et Saint-Sauves.

A l'examen de la feuille d'Ussel, j'avais été frappé par le fait que, dans la région de Tauves, la séparation du granite et du cristallophylien est sensiblement dans la direction de la faille

bordière de Saint-Sauves. Lors d'une révision effectuée en 1947, M. J. Ravier ¹ a, en effet, mis en évidence le passage d'une limite tectonique jalonnée de mylonites le long de cette ligne. Si cette limite se prolonge au S, la 1^{re} éd. de la feuille de Mauriac n'en laisse, par contre, rien pressentir, car elle n'indique uniformément que des gneiss dans la zone intéressante. Certains indices morphologiques pourraient cependant lui être rapportés, comme la portion rectiligne du cours d'un important affluent de droite de la Tialle, le vallon de Granges, affluent de la Dordogne à l'entrée N de Bort, la Dordogne elle-même pendant la traversée de cette ville, la vallée morte du Beil (à l'E de Madic) et celle de la Sumène vers Ydes.

On peut également relever, sur une carte, des lignes tectoniques directrices de la région due à M. H. Baulig [4], la présence d'un groupe de sources thermales vers le Beil et d'une source à Ydes, sur la rive droite de la Sumène (cette dernière douteuse) car il semble s'agir de la source Daribier de Saignes, située en réalité à 2 km à l'E du passage présumé de l'accident. A ces occurrences d'eaux profondes, j'ajouterai la « Font-Salade » située beaucoup plus au S encore, à Jaleyrac.

Mais tous ces faits ne constitueraient encore qu'un faisceau de présomptions s'ils n'étaient étayés, dans la partie N de la feuille Mauriac, sur des observations relatives à la tectonique du cristallin. Sur ma demande, M. A. Demay m'a en effet aimablement communiqué la liste d'une série d'affleurements, où, soit des mylonites (R. N. 122 près de la marge N de la feuille Mauriac, S de Beaulieu, E de la cote 593 au N de Bort), soit l'agitation et le laminage des couches, soit le contact brusque entre granite et crystallophyllien, indiquent le passage d'une zone de discontinuité et permettent de la jalonner jusqu'à l'E de Madic.

Il paraît donc raisonnable, en groupant toutes ces remarques dispersées, de dire que l'accident de Saint-Sauves, long de plus de 50 km, de direction varisque et à compartiment W effondré, est un trait important de la tectonique de cette portion du Plateau Central. Il serait en plusieurs points (Rochefort-Montagne, Saint-Sauves, colline du Fayet), responsable de la conservation de lambeaux permien sur sa lèvre W. D'autre part, c'est peut-être lui encore qui, à hauteur de Lagnac, impose aux micaschistes et aux embréchites du bord E du bassin houiller leur commune limite (reconnue par M. J. Richard ¹, jusque sur la rive gauche de la Sumène aux environs de Chavagnac), lui enfin qui,

1. Renseignement oral.

rejoignant le sillon houiller, est à l'origine de la zone de mylonites de la gare de Vendes et de la coupure brutale du bord oriental des couches carbonifères au S de cette localité.

BIBLIOGRAPHIE

1. MOURET G. — Feuille de Clermont-Ferrand au 1:320.000. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXXI, p. 125, 1927.
 2. GLANGEAUD P. — Sur une série d'affleurements permien alignés le long d'une dislocation varisque à Saint-Sauves, Laqueuille et Rochefort (P.-de-D.). *C. R. somm. S. G. F.*, 1919, p. 92.
 3. DEMAY A. — Note préliminaire sur les formations cristallophylliennes et cristallines de la feuille de Mauriac. *Ibid.*, 1938, p. 38.
 4. BAULIG H. — Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne. Paris, 1928.
-

SUR L'ÉVOLUTION DU GRANITE DE QUÉRIGUT (ARIÈGE)

PAR E. Raguin ¹.

Sommaire. — Les amas basiques du granite de Quérigut sont distingués des faciès migmatiques de ce granite et leurs caractères exceptionnels sont soulignés.

Dans deux mémoires classiques, A. Lacroix a décrit les phénomènes de contact, exomorphiques et endomorphiques, des granites pyrénéens du type des massifs circonscrits et particulièrement du granite de Quérigut². Ses descriptions, d'une précision parfaite, ainsi que la plupart de ses interprétations, paraissent d'une inébranlable solidité à un demi-siècle de distance et capables de défier l'évolution des théories. Toutefois certaines particularités me semblent devoir être nuancées, du fait d'une cartographie plus poussée et à la lumière des idées modernes sur le granite. J'insisterai spécialement sur les amas basiques et ultrabasiques attribués par A. Lacroix à un endomorphisme du granite sous l'effet de l'assimilation de calcaires magnésiens à lits de cornéennes et de schistes métamorphiques.

Les roches d'endomorphisme, décrites par A. Lacroix, forment une série pétrographiquement continue à partir du granite.

Il y a d'abord un granite à amphibole; puis des diorites, quartzifères ou non, caractérisées par des plagioclases fortement et irrégulièrement zonés, des hornblendes brune et verte associées, et une variabilité de structure. Il y a ensuite de la norite, à bronzite poecilolithiquement incluse dans une grande hornblende, et à biotite. Par disparition du feldspath, celle-ci passe à de la hornblendite à biotite, dont l'amphibole est en grands éléments de plusieurs centimètres. Enfin la présence de granules nombreux d'olivine englobés dans la grande hornblende, avec coexistence d'une biotite assez abondante, conduit au type le plus basique, la périclélite à hornblende.

Les transformations chimiques les plus intenses à partir du granite se rencontrent à l'W du massif, entre les étangs du Tarbesou et l'étang de Laurenti, « dans la région où, par suite de l'assimilation des assises schisteuses environnantes, des bandes

1. Note présentée à la séance du 24 janvier 1949.

2. A. Lacroix. Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 64, X, 1899, p. 241 et n° 71, XI, 1900, p. 50.

calcaires importantes se trouvent aujourd'hui isolées au milieu du granite. Sur toute la bordure de celles-ci, la roche éruptive encaissante n'est plus du granite normal, mais du granite à hornblende, de la diorite avec ou sans quartz ; là où la continuité des calcaires englobés a été interrompue, on voit apparaître des roches plus basiques encore, des norites..., des hornblendites..., des péridotites ». A. Lacroix conçoit donc les types basiques et ultrabasiques de la région comme un terme extrême d'endomorphisme d'un magma granitique préformé. Toutefois il admet le caractère *exceptionnel* de ces types, se présentant, même dans cette région, « comme exception assez grande ». Il précise ainsi leur situation : « Ces roches constituent de petites masses au milieu des diorites et des granites à hornblende, sur les éminences qui dominent l'étang de Valbonne (*alias* : Balbounne) et dans les ravins entamant la crête qui sépare la vallée de Valbonne de celle de l'Estagnet. »

Comme on le verra ci-dessous, les roches amphiboliques et dioritiques ont un faciès de migmatites. J'examinerai les rapports entre les roches à faciès migmatites (granites à amphibole, diorites quartzifères ou non) et les roches basiques (diorites mélano-crates, norites, hornblendites, péridotites), et j'essayerai ensuite de les interpréter.

Contraste des faciès migmatiques et des faciès basiques. — Le granite normal, qui forme l'essentiel du massif, est un granite à biotite, de grain moyen ou porphyroïde (microcline) et fort homogène. Mais toute une large zone du massif, le long de sa bordure occidentale et méridionale, est occupée par des faciès migmatiques sur 50 km depuis les lacs du Tarbesou jusqu'à Puy-valador sur la vallée de l'Aude. Mosset et les hauteurs dominant au N Vinça sur la Têt. Ces roches ont été notées γ, γ (granite amphibolique) ou γ, z (granite schisteux ou riche en enclaves) sur a Feuille de Quillan (2^e éd. 1938).

Dans la section occidentale de cette zone, qui correspond au « massif de Quérigut », au sens strict, les faciès amphiboliques sont très répandus, tandis que dans le reste (dit « massif de Millas ») les faciès sont à biotite seulement. La raison de cette différence est que le granite occupe, dans la première section, la place d'une série calcaire dévonienne, dont les énormes lambeaux enclavés dans le granite sont des vestiges ; et que dans la seconde, il paraît occuper la place de la série schisteuse silurienne. C'est du massif de Quérigut au sens strict que je m'occuperai ici.

Les faciès migmatiques comprennent les roches d'endomorphisme, dont il a été question ci-dessus, à l'exclusion des types basiques et ultrabasiques. Ils consistent donc en granites à amphibole, diorites quartzifères et diorites. Ces roches forment une fraction très importante des faciès migmatiques dans le massif de Quérigut, le reste de ces faciès étant uniquement à biotite comme c'est le cas général dans le massif de Millas. *Ces migmatites n'ont pas encore été définies comme telles jusqu'ici.* Elles se caractérisent par une texture hétérogène à schlieren, alignée suivant une fluidalité générale dirigée parallèlement à la direction des assises encaissantes et des enclaves. Elles prennent souvent la texture d'agmatites (brèches éruptives) très riches en blocs, avec peu de ciment souvent. Les blocs sont tantôt nettement délimités, tantôt effilochés, diffus, nébulitiques. Les blocs ont la composition d'une diorite, quartzifère ou non, souvent plus fine que le milieu granitique ambiant, lui-même amphibolique ou non. Ou encore, la composition d'une microdiorite à phénocristaux feldspathiques, ou parfois simplement celle d'un granite plus foncé que celui qui cimente les blocs.

Ces blocs sont ce que A. Lacroix appelle enclaves endopolygènes, c'est-à-dire enclaves de magma occupant la place d'enclaves énallogènes (ou xénolithes) transformées par assimilation sur place ou par granitisation. La matière qui cimente les blocs est analogue à l'ichor de Sederholm quand elle est aplitique ou pegmatitique, mais plus souvent elle est d'un granite fluidal, lui-même hétérogène. Des enclaves énallogènes ordinaires se rencontrent aussi dans ces brèches, et parfois les énormes lambeaux de calcaires ou schistes primaires, pendentifs du toit du granite, apparaissent brusquement au voisinage.

Les faciès basiques et ultrabasiques s'individualisent de la manière suivante dans l'ensemble migmatique. Ils forment des amas compacts et assez homogènes, de quelques mètres ou décamètres de diamètre, noyés dans les domaines de migmatites riches en grandes enclaves calcaires. Mais ils ne sont pas en dépendance directe et immédiate des enclaves calcaires. On les remarque par leur faciès sombre et par leurs grands phénocristaux scintillants de hornblende. Les roches voisines sont des granites hétérogènes ou des migmatites de texture quelconque. Ces amas représentent un tonnage infime comparativement aux faciès migmatiques et sont en somme relativement rares.

Pétrographiquement, comme je l'ai indiqué, il s'agit de diorites très mélanocrates à hornblende porphyroïde, parfois néanmoins légèrement quartzifères, puis de hornblendite à biotite avec grande horn-

blende pécilitique ; enfin quelquefois de norite à bronzite ou de périclase. Toutes ces roches sont caractérisées par la biotite et la grande hornblende. Les amas sont attaqués sur les bords par des veinules d'ichor ou de granite migmatique.

Un exemple d'amas basique. — Au bord de l'étang de l'Estagnet, un mamelon d'une soixantaine de mètres, en forme de roche moutonnée, est constitué en grande partie de roches basiques, principalement diorite mélanocrate et hornblendite. La

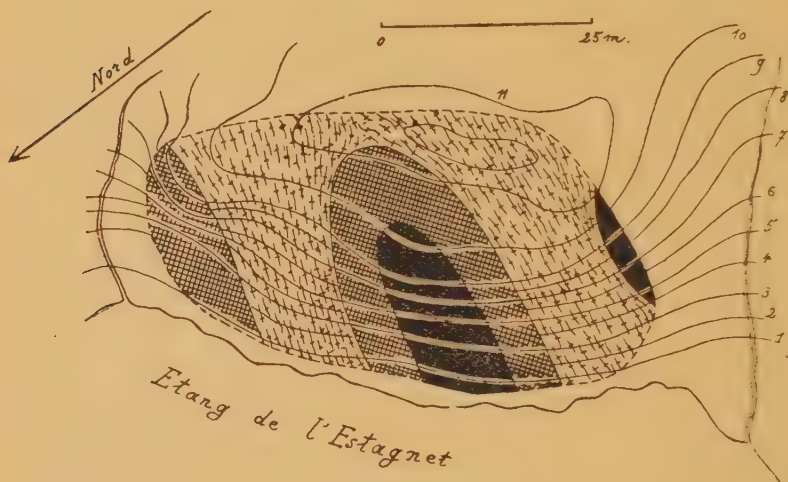


FIG. 1. — Affleurement basique de l'étang de l'Estagnet.

En noir : Hornblendite. Croisillon : diorite mélanocrate. Croix : migmatites dioritiques.

L'équidistance des courbes, comptée à partir du niveau du lac, est en mètres.

fig. 1 donne un relevé de ce mamelon, mettant en évidence les dimensions des affleurements basiques, qui sont disjoints par de larges bandes de migmatites dioritiques. Le croquis de la fig. 2 fait ressortir la disposition topographique des lieux, et en particulier la situation de l'étang de l'Estagnet en contre-bas des bandes de calcaires enclavées dans le granite au NW, approximativement en un point de convergence de ces bandes.

Mais il est important de souligner que les affleurements voisins du mamelon basique, autour du lac et plus à l'E, sont granitiques. On y trouve des granites porphyroïdes à texture orientée et à enclaves microdioritiques, des granites à amphibole et diorites quartzifères, toutes roches appartenant au complexe migma-

tique. Sur la fig. 1, la hornblendite et la diorite mélanocrate sont du type usuel. Les migmatites dioritiques du même mamelon sont des roches hétérogènes à texture tantôt aplitique ou pegmatitique, tantôt de grain moyen, mais toujours beaucoup plus feldspathiques et quartzеuses que les diorites mélanocrates. Vers l'extrémité NE de l'affleurement quelques enclaves calcaires sont mêlées à la diorite.

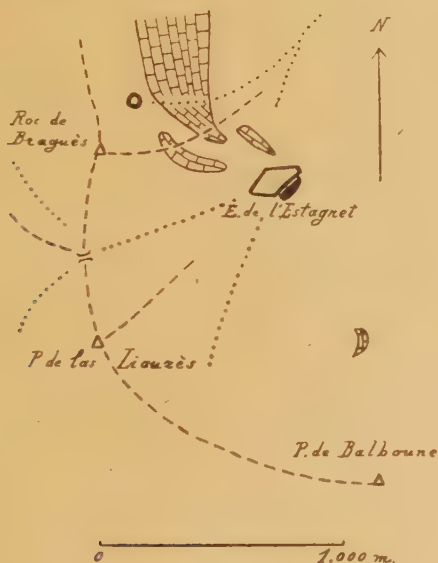


FIG. 2. — Croquis de situation de l'étang de l'Estagnet.

En tirets : crêtes. En points : thalwegs. Les masses calcaires enclavées dans le granite sont représentées par le figuré rectangulaire. Le granite a été laissé en blanc et l'amas basique est en noir.

Interprétation des faciès migmatiques. — Suivant la terminologie de M. Reinhard, le « migma » désigne du magma produit par l'anatexie, avec plus ou moins d'apport granitique, ou avec injection de fluides (ichors) mobilisés par anatexie différentielle peut-être à courte distance. Les faciès migmatiques du Quérigut sont consolidés à partir d'un migma plus ou moins évolué, c'est-à-dire demeuré très hétérogène (agmatites), ou devenu nébulitique (enclaves endopolygènes effilochées, estompées à demi effacées) ou devenu presque homogène (schlieren et structure zonée ou orientée).

Le massif de Quérigut présente un cas intermédiaire entre les granites en massifs circonscrits et les granites d'anatexie. Car

sa grande zone de migmatites n'est qu'une fraction de l'ensemble du massif, ainsi qu'il ressort de la Feuille de Quillan : pour la plus grande partie de son extension, le granite de Quérigut a les caractères d'un granite en massif circonscrit. J'ignore si l'ensemble du massif s'est fait par migmatitisation avec homogénéisation postérieure. Peut-être la zone des migmatites, allongée le long de la marge méridionale, représente-t-elle la région profonde de naissance du granite. Les zones granitiques homogènes du centre et du N pourraient avoir été refoulées vers le haut, se faisant place comme les batholites ordinaires. Cette hypothèse trouverait un certain appui dans la disposition des dislocations d'âge pyrénéen (Crétacé ou Tertiaire) qui affectent le granite. J'avais conclu de leur étude ¹ que les zones septentrionales du massif avaient été abaissées relativement aux zones méridionales.

Là où la migmatite a la structure d'une agmatite, les blocs, sont ce que A. Lacroix appelle « enclaves endopolygènes » comme je l'ai indiqué ci-dessus. Si l'apport est important, si l'ichor vient d'assez loin et est abondante, cette ichor est contaminée, endomorphisée par assimilation progressive de ces enclaves. Par conséquent, *la limite entre les notions de migma avec apport et de magma endomorphisé ne saurait être précisée*. En bien des cas, les deux manières d'envisager le phénomène ont la même signification avec des mots différents.

L'évolution dans le Quérigut est schématiquement la suivante : série calcaréo-dolomitique ou gréso-schisteuse, puissamment exomorphisée (marbres, cornéennes, schistes micacés ou feldspathisés); puis migmatites à dominante de diorite ou de granite à amphibole ; enfin granite normal. Cette évolution me paraît un fait et non une théorie.

Problème des amas basiques. — Ce ne sont pas des enclaves endopolygènes ordinaires et banales dont l'évolution est différente. Ni des lamprophyres plus ou moins remaniés (les lamprophyres sont absents dans le massif). Ni des roches basiques prégranitiques (de telles roches sont absentes dans la région). La possibilité d'enclaves endopolygènes particulières mérite toutefois qu'on s'y arrête. En effet les amas basiques se localisent uniquement dans les zones de migmatites riches en enclaves énallogènes (xénolithes), de nature calcaréo-dolomitique. Il pourrait s'agir d'enclaves endopolygènes formées aux dépens de sédiments exomorphisés exceptionnels. On pense naturellement aux *amas*

1. E. RAGUIN. Les dislocations du massif de Quérigut-Millas dans les Pyrénées. *B. S. G. F.*, (5), III, 1933, p. 181.

de *talc*, nombreux dans la région au contact du granite et des sédiments dolomitiques ou à quelque distance de ces contacts ; ou bien à des lits de cornéennes très riches en amphibole. Il s'agirait alors pour les amas basiques d'un cas extrême d'endomorphisme, comme cela semble l'idée de A. Lacroix.

Mais comment ces matériaux pourraient-ils être devenus partie intégrante du magma granitique (c'est-à-dire un des termes de la série pétrographique continue déjà soulignée), sans avoir absorbé d'alcalis ? Une telle évolution serait contraire à l'évolution de la généralité des enclaves.

E. Weinschenk¹ a émis jadis, à propos des amas ultrabasiques du granite de Quérigut, l'hypothèse de courants de convection magmatiques à double sens, apportant d'une part de la magnésie dans les portions du magma desilicifiées par assimilation de calcaire, et éliminant d'autre part alcalis, alumine et chaux. Il motivait ce processus par une tendance du magma à un équilibre chimique, qui ne serait possible, dans un magma très pauvre en silice, que si ce magma est magnésien, dénué d'alcalis et modérément riche en chaux.

Cette vue purement théorique me paraît trop simple. Et surtout elle ne tient pas compte des modalités structurales qui opposent les amas ultrabasiques du Quérigut aux termes dioritiques à texture migmatique (c'est-à-dire non purement magmatique). C'est à ces termes dioritiques que conduit de toute évidence l'assimilation des calcaires.

Nos amas basiques ressembleraient plutôt à des ségrégations du migma, suivant une évolution exceptionnelle, locale et transitoire, de celui-ci dans des zones particulièrement contaminées : évolution ayant comporté une concentration de magnésium ou une soustraction de silice et d'alcalis. Ils ne représenteraient pas un terme extrême du processus général. Dans ce que j'ai appelé l'évolution normale du granite de Quérigut, il n'y aurait pas place pour ces roches. Elles paraissent d'ailleurs absentes dans les autres massifs granitiques circonscrits des Pyrénées, alors que les autres nombreux types (endo et exomorphiques) du massif de Quérigut s'y rencontrent.

Dans le Quérigut, la formation des amas basiques et ultrabasiques paraît se brancher sur l'évolution normale, non pas au début (phase du métamorphisme de contact et des enclaves énallogènes ou xénolithiques), mais dans la phase où le migma est

1. E. WEINSCHENK. Vergleichende Studien über den Contactmetamorphismus. *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.*, 54, 1902, p. 441.

déjà évolué (enclaves essentiellement endopolygènes). Les amas s'effacent ensuite par assimilation dans le granite au cours d'une phase ultérieure. Je ne conçois pas actuellement le mécanisme de ce phénomène, dont j'ai essayé seulement de souligner les aspects. Il se rattache sans doute à des migrations chimiques locales analogues à celles du « front basique magnésien » mis en évidence par E. Wegmann et D. Reynolds dans certaines granitisations.

OBSERVATIONS SUR LES DÉPÔTS ALVÉOLAIRES DE SABLES MARINS DANS LA RÉGION DE RONCE-LES-BAINS (CHARENTES-MARITIMES)

PAR **R. Baudoin**¹.

Sommaire. — Les sables qui se tassent sous les pas, au S d'Oléron, présentent superficiellement une couche à structure bulleuse. Les alvéoles, à mer haute, abritent des Insectes intercotidaux caractéristiques. Après séchage, les grains de sable sont non mouillables, quelle que soit leur nature, indice d'une patine très adhérente, d'origine non encore reconnue.

Introduction. — Le chenal séparant le S de l'île d'Oléron de la côte et qui prolonge vers l'W celui de la Seudre, à marée basse, étale, sur d'immenses espaces ses plages de sables fins que dominent des dunes plantées de pins.

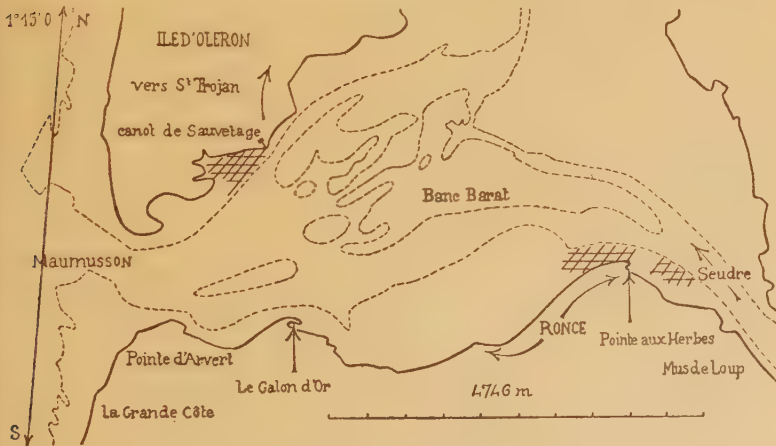


FIG. 1. — Plages à sables bulleux étudiées en 1948.

Le 9-9-48, recherchant des Insectes de la zone intercotidale, à l'W de la cabane abritant le canot de sauvetage du S de l'île, je constatai que sous mes pas le sable s'enfonçait de quelques centimètres, rendant la marche pénible ; sa surface ondulée de

1. Note présentée à la séance du 7 mars 1949.

ripple mark, supportait de place en place un caillou sur lequel une touffe de *Fucus vesiculosus* était fixée ; vers le bas de la plage le sable devenait plus compact et plus vaseux au voisinage d'un banc rocheux très peu élevé au S duquel sont installés quelques parcs ostréicoles.

Sous les touffes de *Fucus*, dans les minuscules vallées séparant les crêtes des ripple marks, tapis ou courant au soleil, abonde un coléoptère carabide, *Cillenus lateralis*. Suivant la course d'un de ces animaux, je le vis après plusieurs essais, s'enfouir dans le sable, profitant de l'un des nombreux puits verticaux de faible diamètre qui s'ouvrent à la surface.

Creusant alors le sol, j'eus la surprise de constater que sur plusieurs centimètres de profondeur, celui-ci était spongieux, formés d'alvéoles pressés les uns contre les autres, ces derniers dépassant parfois le centimètre de diamètre, de forme grossièrement sphérique, ovoïdes et plus ou moins nettement alignés, leur paroi étant faite de grains de sable empilés en un équilibre étonnant. Dans l'une de ces cavités, le *Cillenus* s'était blotti.

Des observations semblables furent faites, postérieurement à Ronce-les-Bains de la Pointe aux Herbes au Mus de Loup (fig. 1).

Caractères des sables alvéolaires. — 1° *Les stations.* J'ai, sur place, examiné des coupes dans les dépôts, notant l'épaisseur de la couche bulleuse, ses rapports avec la surface des sables, les dimensions des alvéoles, et en mesurant le tassement d'une colonne de sable j'ai évalué d'une façon grossière l'importance des vides qu'elle présente. Enfin, j'ai noté la température en surface et dans la profondeur.

OLÉRON. — Les puits verticaux perçant la surface, correspondent les uns à de petits *Cardium*, les autres à des Crustacés amphipodes ou bien conduisent à des cavités abritant les *Cillenus*.

Dans le sable fouissent des larves de Diptères, et en profondeur ainsi qu'en surface, le très petit Staphylin *Diglossa mersa* est très abondant.

Les cavités les plus volumineuses atteignent 2 cm, beaucoup ont de 3 à 4 mm seulement de diamètre ; les parois mitoyennes dans les parties minces, comprennent une ou deux rangées de grains de sable ; souvent les alvéoles allongent leur grand axe dans des plans parallèles et horizontaux. La zone bulleuse étant soit tout à fait superficielle, soit surmontée d'une croûte compacte atteignant jusqu'à 1,5 cm d'épaisseur ; son importance était fort variable, allant de 0,5 cm dans les formes « embryonnaires », ne comportant parfois qu'une épaisseur de cavités, jusqu'à 7,5 cm ; sous elle on trouve du sable compact. Le tassement mesuré en trois points était de 1,3-0,6 cm,

ceci pour une couche de 3,5 cm d'alvéoles, 1 cm pour 7,5 cm de bulles, les vides dans ces deux derniers cas représentant 17 et 13 % du volume de la zone alvéolaire.

RONCE-LES-BAINS. — A l'W de la Pointe aux Herbes, la couche bulleuse très superficielle atteint 10 cm d'épaisseur, sous elle le sable compact jaune passe assez brusquement à des sables vaseux, noirs, fétides, que j'ai observés jusqu'à 50 cm environ de la surface de la plage (fig. 2).

A l'embouchure de la Seudre, entre la Pointe aux Herbes et le Mus de Loup, un petit banc de sable alvéolaire montrant une *intercalation de*

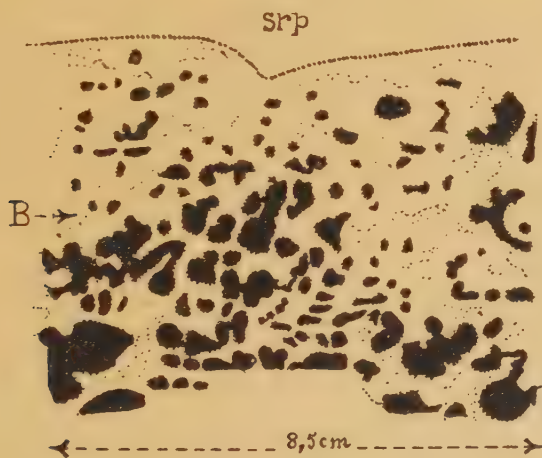


FIG. 2. — Coupe dans les sables bulleux de Ronces-les-Bains; d'après photographie.

srp = surface ondulée des ripple marks; B = partie supérieure de la zone alvéolaire. Échelle 3/4.

sable vaseux compact entre deux couches bullenses, rend évidente la permanence de cette structure une fois l'édifice achevé, ce qui s'induisait aussi de l'observation du comportement des Insectes aériens de la zone intercotidale qui s'y réfugient.

2° *Les éléments des sables bulleux.* Ils n'offrent à première vue rien de particulier, on y trouve en effet des grains de quartz, les uns anguleux, les autres arrondis, ces derniers parfois patinés, des débris de coquilles de Mollusques, des fragments de piquants d'Oursins. Ce sable fin, cependant, présente une propriété physique remarquable : si, en effet, on l'utilise à l'état sec pour saupoudrer la surface de l'eau, qu'elle soit douce ou marine, on voit une portion notable des grains former un voile flottant qui se maintient indéfiniment (en pratique, l'observation s'est pro-

longée quatre jours); cette propriété est commune à tous les éléments du sable.

a) Quatre lavages successifs à l'eau douce dont deux à l'eau chaude, sont suivis d'un séchage à chaud (50° environ); la propriété est conservée.

b) L'alcool à 95°, l'éther, sont également inefficaces.

c) Les grains immergés rapprochés de la surface peuvent être repris par celle-ci, ce qui permet une séparation fractionnée des éléments capables de flotter.

d) Les grains flottants sont happés par les ménisques convexes vers le haut, refoulés par ceux qui sont concaves, ce qui montre clairement *la non-mouillabilité des grains flottants*.

Cette propriété, indépendante de leur nature, est donc due à un facteur extérieur anti-mouillant qui adhère très fortement aux grains, qui ne peut être un lipide.

Conclusions. — Il faudrait préciser : 1° les propriétés spéciales de ces sables et leur cause; 2° le mécanisme de leur sédimentation.

Je ne puis qu'ébaucher des hypothèses de travail.

La non-mouillabilité me paraît une propriété tout particulièrement importante; s'explique-t-elle par la présence au voisinage d'une concentration exceptionnelle d'Huîtres? On peut envisager ce point de diverses façons.

En ce qui concerne la sédimentation, j'ai observé cette curieuse structure seulement dans des zones assez protégées, jamais encore sur les plages exposées au grand large, pas plus sur la grande côte que sur le rivage W d'Oléron.

Peut-être l'état dynamique particulier qui préside à la formation des ripple marks est-il responsable d'une telle formation lorsqu'il se trouve agir sur des sables spéciaux. L'observation méthodique des côtes et des sables permettra seule de vérifier ou d'infirmer ces conceptions.

ADDITIF.

La note ci-dessus était achevée lorsque :

1° un voyage effectué au Maroc du 10-4 au 25-4-49, m'a permis de retrouver des sables bulleux en trois points de la côte.

a) A Rabat, sur la plage allongée à l'embouchure du Bou Regreg et protégée par une jetée.

b) Aux environs de Casablanca, près d'Aïn Diab.

c) A Sidi Moussa d'Aglou, aux environs de Tiznit.

Le premier gisement se trouve dans une zone protégée, les deux derniers sont à peine abrités du flot par des bancs rocheux discontinus.

Ces sables présentaient peu de couches bulleuses et, même à Sidi Moussa, une seule ; la structure était beaucoup moins stable qu'à Ronce-les-Bains, et je n'y ai trouvé que quelques Talitres et uniquement à Rabat.

A Ain Diab, dans les cuvettes d'érosion creusées dans les bancs rocheux dominant la zone sableuse, des *voiles de sables flottants, étendus, stables, s'observaient en grand nombre.*

2^e M. le professeur Bourcard m'a fait connaître l'intéressant travail de K. O. EMERY. Entrapment of air in Beach sand. *Jour. of. Sedim. Petrology*. Vol. 15, août 1945, p. 39-49, 3 pl., 2 fig., dont je résume brièvement les traits principaux :

Les sables caverneux communs en Californie et sur toutes les côtes américaines pacifiques et atlantiques, y sont signalés dès 1884. On trouve trois types de formations : puits verticaux, dômes, sables bulleux. *Les sables bulleux de Mission Bay (Californie), sont très comparables à ceux observés à Ronce-les-Bains.*

K. O. Emery a mesuré la pression de l'air s'échappant des puits verticaux s'ouvrant à la surface de ces sables en fonction de l'action des vagues. Après Kindle, 1934, il explique les structures observées par le forçage de l'air contenu dans les sables et comprimé entre l'eau montant dans sa masse par les espaces capillaires et celle pénétrant de haut en bas sous l'action du flot.

Les formations bulleuses se développent surtout dans les zones abritées, à la partie supérieure des plages peu inclinées atteintes par le flot, et au sein de sables ni trop grossiers ni trop fins. Les marées équinoxiales sont les plus efficaces.

Des formations comparables peuvent se développer dans des dunes après la pluie.

Des puits verticaux observés dans des grès d'âge dévonien ont peut-être cette origine.

BIBLIOGRAPHIE

- I. *Sables alvéolaires*. K. O. EMERY. Entrapment of air in beach sand *Jour. Sedim. Petrology*, t. 15, août 1945, p. 39-49. Bibliographie 14 auteurs 1884-1945.
- II. *Les Arthropodes aériens intercotidaux*. R. JEANNEL, Coléoptères Carabiques. Faune de France, 39-40, 39, p. 449-451.
R. PAULIAN, Coléoptères : formes, mœurs, rôle. Payot, édit. Cillenius, p. 293-323.
E. SEGUY, Faune de France, 38. Diptères Brachycères, p. 19.
5 décembre 1949. Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XIX. — 13

- III. *Mouillabilité et tension superficielle, Vues classiques*. H. BOUASSE, capillarité, phénomènes superficiels, Delagrave éd., 1924.
Symposium. Bordeaux, jubilé scientifique Henri DEVAUX, 30-6-2-7-1941. Hermann édit.
- P. WOOG. Étude sur quelques phénomènes du mouillage et de l'opposition au mouillage, p. 63.
- Retouches aux théories classiques*, R. BAUDOIN. Tension superficielle et mouillabilité dans le comportement d'*Aepophilus Bonnairei* SIGNORET, *Bull. Soc. Zool.*, t. LXXI, n° 3, 10-1-47, p. 165.
- THIBAUD, Énergie atomique et univers, pp. 51-52.
-

LES GISEMENTS DE VERTÉBRÉS VILLAFRANCHIENS DE L'AFRIQUE DU NORD.

PAR C. Arambourg ¹.

Sommaire. — L'étage villafranchien a été reconnu en Afrique du Nord depuis la Tunisie jusqu'au Maroc. Il y est caractérisé par sa faune qui comprend essentiellement, d'après les recherches en cours de l'auteur : *Anancus Osiris* ARAMB., *Elephas* aff. *planifrons* FALC., *E.* aff. *meridionalis* NESTI, associés aux genres *Stylohipparion*, *Equus*, *Libytherium*, etc. Son équivalence chronologique au Villafranchien d'Europe est confirmée par ses relations stratigraphiques locales. Il paraît, en outre, correspondre, par son association faunique, au Kaguérien de l'Afrique orientale.

L'extension des dépôts continentaux de l'Afrique du Nord contraste avec leur pauvreté relative en débris de Vertébrés. Jusqu'à ces dernières années la connaissance des animaux fossiles de ce pays — exception faite pour ceux de l'Oligocène d'Égypte ou des gisements préhistoriques récents — se limitait à un petit nombre de trouvailles sporadiques, insuffisantes pour réaliser une synthèse des faunes disparues. Le plus grand nombre de ces trouvailles provenaient de la région des Plateaux Constantinois où les dépôts fluvio-lacustres acquirent un développement considérable tant en surface qu'en épaisseur. Philippe Thomas d'abord, puis Pomel, firent connaître de ces niveaux un certain nombre de formes qui permirent d'établir l'âge mio-pliocène du remplissage de l'immense cuvette qui s'étendait entre les plis de l'Atlas tellien et ceux de l'Atlas saharien, de Constantine à l'E, jusqu'à l'W de Sétif.

A vrai dire les horizons les plus anciens, dont certains sont vraisemblablement pontiens, n'ont livré jusqu'ici que fort peu de choses. Par contre les plus récents, qui sont aussi les plus étendus en surface, ont fourni aux auteurs précités quelques éléments suffisamment caractéristiques pour permettre d'en attribuer la plus grande partie à la fin du Pliocène.

C'est ainsi que Philippe Thomas, le premier, signalait, aux environs de Constantine, la présence de débris d'*Hipparion* dans les calcaires lacustres d'Aïn el Bey ; puis il indiquait dans les formations

1. Note présentée à la séance du 21 mars 1949.

détritiques ravinant les précédentes, à l'Aïn Jourdel, l'association d'un *Hipparion* et d'un Équidé monodactyle. Un peu plus tard, dans la région de Sétif, les travaux d'établissement de la route de Saint-Arnaud à Sillègue, fournirent, à la traversée des sédiments lacustres des Beni Foudda, quelques débris fossiles parmi lesquels Pomel reconnut un fragment de dent d'un Éléphant primitif voisin d'*E. planifrons*, un autre se rapportant à un Mastodonte zygalophodonte du groupe de *M. Borsoni* et deux dents d'Équidés, l'une appartenant à un *Hipparion*, l'autre à un Équidé monodactyle. Cette association, dans un même niveau, d'éléments récents comme *Elephas* et *Equus* et d'éléments plus archaïques, *Mastodon* et *Hipparion*, rendait probable l'attribution de tous ces dépôts à l'étage villafranchien, conclusion adoptée par la majorité des géologues algériens à la suite de Savornin et de Joleaud.

Depuis Ph. Thomas, aucun paléontologiste n'ayant effectué de recherches systématiques dans les gisements de Vertébrés constantinois, j'en entrepris, en 1931, la prospection. Aux environs de Saint-Arnaud, le point fossilifère de la route de Sillègue, désigné par Pomel sous le nom de « gisement des Beni Foudda », se montra relativement pauvre. Mais, dans la même région et sur la rive opposée de l'Oued El Atteuch qui coule en contre-bas de l'ancienne route de Sillègue, un important gisement se révéla, affleurant à flanc de coteau au milieu des terres labourées. Je l'ai désigné sous le nom de gisement de l'Aïn Hanech, du nom d'une source située au voisinage.

Plusieurs campagnes de fouilles, séparées par des intervalles plus ou moins longs, ont été effectuées dans ce gisement, et m'ont fourni un très abondant matériel parmi lequel, aux éléments caractéristiques cités précédemment et que j'ai retrouvés, s'ajoute toute une faune dont le détail sera donné plus loin.

Entre temps, les travaux des stratigraphes nord-africains révélaient peu à peu l'extension de dépôts vraisemblablement synchroniques des précédents, en divers autres points de l'Algérie, ainsi qu'en Tunisie et au Maroc.

Ce fut d'abord Dalloni qui, dans le chaînon du Bel Hacer près de Relizane (département d'Oran), signalait des débris de Mammifères dans les niveaux continentaux postérieurs au Pliocène marin. Plus récemment, Laffitte et Dumon découvraient en Tunisie, au bord de la Gare Ichkeul près de Ferryville, des couches à dents d'*Hipparion* et d'*Elephas* cf. *planifrons*, concordantes avec du Pliocène marin et redressées avec lui. Une note récente de Laffitte parue aux *C. R. sommaires* donnait en outre un aperçu d'ensemble des formations « villafranchiennes ».

Enfin, au Maroc, les captages d'eau de la région du Fouarat, pour

l'alimentation de la ville de Rabat, ont fourni, dans des niveaux postérieurs au Plaisancien-Astien daté, quelques débris de Mammifères parmi lesquels des dents d'un Mastodonte brévirostre, *Anancus Osiris* ARAMB. et d'un Éléphant primitif du groupe *planifrons-meridionalis*, association typique de notre « Villafranchien » nord-africain.

L'extension des gisements villafranchiens datés par leur faune est donc reconnue maintenant dans toute l'Afrique du Nord, du Maroc à la Tunisie. Indépendamment de celui de l'Aïn Hanech, j'ai eu l'occasion de m'occuper de ces divers gisements et d'en entreprendre l'étude. Bien que celle-ci soit encore en cours, je voudrais apporter dès maintenant quelques précisions sur leur stratigraphie, leur faune et les enseignements qu'il est possible d'en tirer.

I. — LES GISEMENTS DE LA RÉGION DE SAINT-ARNAUD.

C'est entre Saint-Arnaud et Sétif que les dépôts atteignent leur maximum d'extension et d'épaisseur. Au N de Saint-Arnaud, ils sont entamés par la profonde coupure de l'Oued-el-Atteuch et de son réseau d'affluents.

L'ensemble est constitué par une alternance de lits argileux ou marneux, de calcaires lacustres et de poudingues sur une épaisseur que l'on peut évaluer à plus de 300 m. Les couches les plus profondes, rutilantes, qui affleurent au SE de Sillègue, ont été attribuées par Savornin au Pontien ; mais aucun débris de Vertébré n'y a jamais été découvert, pas plus que dans celles qui les surmontent immédiatement. Ces dernières sont intercalées de lentilles discontinues de calcaires lacustres rosés où seuls des débris d'*Helix* ont été recueillis. Les couches véritablement fossilifères ne commencent qu'à une dizaine de kilomètre au N de Saint-Arnaud et vers la partie supérieure du remplissage alluvionnaire. Là, un important banc de poudingues grossiers et durs affleure presque horizontalement vers la cote 940, sur les berges de l'Oued el Atteuch et de ses affluents. Il détermine un niveau de sources assez constant, dont l'Aïn Boucherit, l'Aïn Hanech, et d'autres non dénommées, jalonnent son affleurement en tête des ravineaux. Ce banc renferme déjà des ossements, mais il est très pauvre, car je n'y ai observé que les traces d'une grosse défense de Proboscideen, lors de mes prospections de la région, en 1931. Le soubassement de la route de Sillègue, qui correspond au gisement dont Pomel étudia la faune, reste constamment au-dessus de ce niveau. Le point qui a fourni les ossements, facile à repérer par divers débris qui subsistent encore dans les déblais, correspond à un niveau situé à environ 5 m au-dessus du Poudingue de base. Il est constitué d'une couche d'argile grise à coquilles lacustres (*Unios*), épaisse d'environ 1 m surmontant un banc de poudingue à petits éléments peu cimentés, lui-même fossilifère.

La faune de ces deux horizons comprend *Elephas cf. planifrons* FAUC., *Anancus Osiris* ARAMB., *Mastodon cf. Borsoni* HAY., *Stylohipparion ambiguum* POM., *Equus numidicus* POM., *Alcelaphus* sp., *Gazella sitifensis* POM., *Bos* sp. etc...

Le gisement de l'Aïn Hanech, situé sur l'autre versant de l'Oued el Atteuch, correspond à un horizon un peu plus élevé, supérieur de 5 ou 6 m au précédent, et qui affleure vers la cote 950. Il comprend deux niveaux fossilifères séparés par une couche stérile d'argile brun rougeâtre, épaisse de 0,80 m à 1 m.

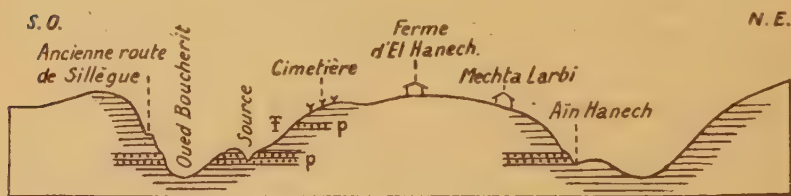


FIG. 1. — Coupe à 7 km au N de Saint-Arnaud, par l'Aïn Hanech.
p, poudingues; F, gisement de Mammifères.

Le niveau inférieur est formé d'un banc lenticulaire et irrégulier de poudingues grossier plus ou moins cimenté et dont l'épaisseur, fort variable, atteint au maximum 0,50 m. Le niveau supérieur est formé d'un banc d'argile grise, intercalée vers sa base de petits graviers passant parfois à des sables ou à des grès grossiers qui ravinent plus ou moins fortement l'argile brune sous-jacente ; l'épaisseur de cette couche est d'environ 1 m. La faune fossile, relativement abondante, est la même dans l'argile grise et dans les poudingues. La série sédimentaire se poursuit au-dessus de ce niveau par des alternances irrégulières d'argiles brunes et grises et de marnes blanchâtres, intercalées d'apports de ruissellement sableux ou graveleux. Le niveau fossilifère est surtout riche sous le cimetière indigène de la ferme d'El Hanech ; mais il reparait sporadiquement à flanc de coteau, en aval et en amont de ce point. On le retrouve sur le versant opposé de l'Oued el Atteuch, à peu près à la même altitude, au-dessus du niveau de la route de Sillègue, où il est indiqué par un horizon argilo-graveleux contenant aussi quelques ossements.

La faune de l'Aïn Hanech est très abondante, mais elle est surtout formée d'ossements isolés ; crânes, dents, mâchoires, os de membres, sans jamais présenter de portions de squelettes en connexion. Tout indique l'apport, par ruissellement, peut-être après un assez long trajet, de débris de cadavres complètement dissociés avant leur enfouissement. Les éléments recueillis dans ce gisement sont les suivants :

Anancus Osiris ARAMB., *Elephas* cf. *planifrons* FALC., *E. aff. meridionalis* NESTÉ ou *Recki* DIETR., *Atelodus* aff. *simus* BURCH., *Stylohipparion ambiguum* POM., *Equus* sp.¹, *Hippopotamus amphibius* LMK., *Omochoerus* sp., *Giraffa* sp., *Libytherium maurusium* POM., *Bos* sp., *Bubalus* sp., *Oryx* sp., *Alcelaphus* sp., *Gazella sitifensis* POM., *Canis* sp., *Hyaena* sp., etc.

Les deux gisements, celui de la route de Sillègue et celui de l'Aïn Hanech, sont donc, en tous points, comparables en ce qui concerne la constitution de leur faune.

II. — LE GISEMENT DE LA GARET ICHKEUL (TUNISIE).

L'attribution à l'étage villafranchien des gisements de la région constantino-sétifienne est uniquement basée sur la nature de leur faune mammalogique, car ils ne présentent aucune relation stratigraphique avec des formations marines récentes. Il n'en est plus de même avec les gisements du lac de l'Ichkeul dont Laffitte et Dumon ont donné les caractéristiques et défini l'âge, en fonction de leurs relations avec des couches marines à faune plaisancienne-astienne et de leur position tectonique.

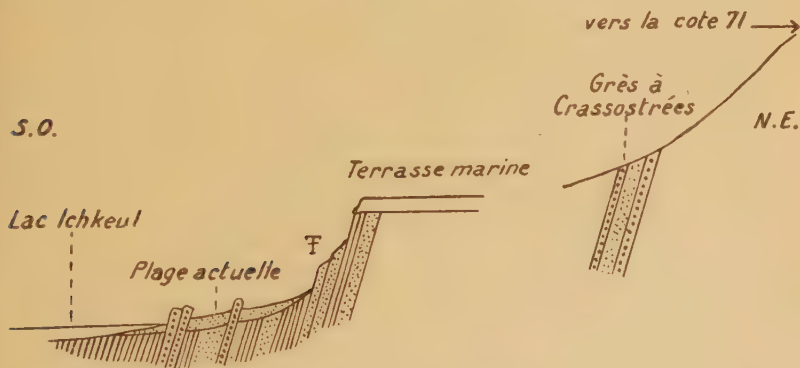


FIG. 2. — Coupe au S de Bordj el Rouhli, sur la rive N du lac Ichkeul.
T, gisement de Vertébrés.

Je me bornerai, en rappelant brièvement leurs observations, à les compléter par quelques détails sur la nature et la faune de ce gisement où j'ai effectué l'automne dernier une première campagne de fouilles systématiques².

1. Il s'agit d'un Équidé asinien de grande taille voisin des Hémiones.

2. Ces recherches n'ont été possibles que grâce à l'aide matérielle du Service géologique de Tunisie auquel je suis heureux d'adresser ici mes bien vifs remerciements.

Tout le long de la rive nord de la Garet Ichkeul, sur une longueur de près de 6 km, affleure une série argilo-gréseuse dont les divers termes concordants sont redressés vers le N avec un pendage de 60° environ. Une terrasse marine quaternaire à *Cardium edule* recouvre en transgression la tranche de cette série, à une altitude voisine de 12 m.

Les termes les plus anciens de la série marine sont essentiellement argileux et renferment une très abondante faune à Pleurotomes, typique du Pliocène méditerranéen (Plaisancien-Astien). Des bancs d'énormes Crassostrées s'intercalent au sommet de cette série, à laquelle font suite des grès durs marins encore riches en débris d'Huitres. Puis, ces couches passent progressivement à des alternances continentales de sables ou de petits graviers, parfois localement agglomérés en grès plus ou moins grossiers, et d'argiles lacustres. Les niveaux détritiques contiennent des débris de Vertébrés que l'érosion lacustre a parfois dégagés et qui jonchent la plage. La majeure partie de ces couches fossilifères sont malheureusement noyées et de ce fait inexploitable. Mais, aux deux extrémités E et W de l'affleurement, il a été possible d'entreprendre des recherches qui se sont montrées fructueuses. Les éléments recueillis ont été les suivants : *Anancus Osiris* ARAMB., *Elephas* cf. *planifrons* FALC., *Atelodus* aff. *simus* BURCH., *Stylohipparion* sp., *Equus* sp., *Hippopotamus* sp., *Libytherium maurusium* POM., *Bos* sp., *Oryx* sp., *Redunca* sp., *Alcelaphus* sp., *Gazella* aff. *sitifensis* POM., etc..., associés à divers débris de Chéloniens : *Testudo* géante, *Trionyx*, etc...

Il s'agit, on le voit, de la même association faunique que celle des gisements algériens. Mais ici les relations stratigraphiques et tectoniques des couches qui la renferment, avec les marnes du Pliocène, fournissent un point de repère précis qui corrobore l'attribution au Villafranchien de ces niveaux et de leur faune.

Toutefois, entre les gisements de la région de Saint-Arnaud et celui de l'Ichkeul, il me paraît exister une légère différence dans la proportion relative de certains de leurs éléments fauniques. A Saint-Arnaud, l'Éléphant prédominant dans le gisement de l'Aïn Hanech est une forme affiné d'*E. meridionalis* ou d'*E. Recki*, et le genre *Stylohipparion* y est extrêmement rare, tandis que les ossements d'*Equus* constituent la grande majorité du matériel recueilli. Dans le gisement de l'Ichkeul les débris d'Éléphants, fort abondants, appartiennent exclusivement à un type très archaïque voisin d'*E. planifrons* ; d'autre part, *Stylohipparion* paraît être l'Équidé prédominant. Si les recherches ultérieures confirmaient ces premières observations, il y aurait lieu de penser que le niveau de l'Ichkeul est un peu plus ancien que

ceux de Saint-Arnaud et représenterait le début du Villafranchien (ce qui serait d'accord avec sa situation stratigraphique), tandis que les niveaux de Saint-Arnaud appartiendraient à un horizon un peu plus élevé de ce même étage.

III. — LES GISEMENTS D'ORANIE ET DU MAROC.

Depuis que Dalloni reconnut la présence de Mammifères fossiles dans la région de Bel Hacel, d'autres trouvailles y ont été effectuées, notamment par MM. Agalède, Laffitte et Lossel.

Là encore, les couches continentales à Vertébrés font suite, en concordance stratigraphique et tectonique, au Pliocène marin à faune plaisancienne-astienne, qui constitue le noyau de l'anticlinal du Bel Hacel.

Une rapide visite en ce point m'a permis de reconnaître dans les marnes grises lacustres, la présence d'*Elephas* cf. *meridionalis* NESTI ou *Recki* DIETR., *Atelodus* aff. *simus* BURCH., *Equus* sp., *Oryx* sp., *Alcelaphus* sp., *Gazella* sp. L'Éléphant, seul élément vraiment caractéristique, est identique à celui qui prédomine à l'Aïn Hanech, ce qui semblerait indiquer qu'il s'agit d'un horizon équivalent à celui de la région de Saint-Arnaud. Des recherches plus approfondies seraient nécessaires pour préciser cette indication.

Le gisement du Fouarat, au Maroc, bien qu'il n'ait fourni jusqu'ici que deux formes fossiles — toutefois bien caractéristiques — *Anancus Osiris* ARAMB. et *Elephas* cf. *planifrons* FALC. ou *meridionalis* NESTI, est d'un intérêt tout particulier, car il est constitué par des couches marines. C'est du moins ce que nous avons pu constater au cours d'une visite effectuée au printemps 1948 en compagnie de MM. Bolelli, Choubert et Ennouchi à l'intérieur même des galeries de captage.

Les niveaux à ossements de Mammifères y sont formés de sables intercalés de lentilles gréseuses et contiennent une faune non roulée de Mollusques marins à affinités pliocènes, parmi lesquels *Ostrea cucullata*. Ces couches reposent sur l'Astien fossilifère et elles correspondent donc à la fin du cycle marin pliocène c'est-à-dire à l'étage Calabrien.

CONCLUSIONS.

De ce rapide aperçu, je voudrais tirer un certain nombre de conclusions.

1° Tout d'abord, les données paléontologiques combinées avec celles de la stratigraphie permettent maintenant de définir d'une façon précise le Villafranchien de l'Afrique du Nord.

Un premier fait acquis est la correspondance de l'association faunique qui le caractérise avec celle du Villafranchien d'Europe, dans la présence de Proboscidiens primitifs des mêmes groupes et au même stade évolutif (*Anancus Osiris*-*A. arvernensis*, *M. cf. Borsoni*-*M. Borsoni* ; *Elephas cf. planifrons*-*E. planifrons* ; *E. cf. meridionalis*-*E. meridionalis* du genre *Equus* *E. stenonis*-*E. numidicus*) et de divers Bovidés de type actuel¹.

Cette constatation justifierait à elle seule le parallélisme chronologique des deux formations. Mais, en second lieu, les niveaux nord-africains correspondent stratigraphiquement à la période de régression marine qui fait suite à l'extension des mers pliocènes, ainsi que le montrent les coupes de l'Ichkeul, de Bel Hacel et du Fouarata. C'est exactement la position du Villafranchien d'Europe, relativement au Calabrien qui en paraît l'équivalent marin.

2° Au cours de travaux précédents sur les faunes fossiles d'Afrique orientale, j'avais indiqué déjà les remarquables analogies qui existent entre celles des niveaux les plus anciens du Pléistocène de ces régions² (niveaux qui correspondent aux grandes extensions lacustres du premier pluvial africain), et celle de notre Villafranchien nord-africain, telle que je la connaissais alors. Mes recherches récentes n'ont fait que renforcer cette constatation. Ici, comme là, se retrouve l'association des derniers Mastodontes et des Éléphants primitifs, d'Équidés tridactyles du genre *Stylohipparion* et d'Équidés monodactyles, de Sivathérinés et de Girafes, avec les genres *Omochoerus*, *Hippopotamus*, *Atelodus*, et un grand nombre d'autres genres actuels représentés par des formes affines dans l'une et l'autre région.

Aussi semble-t-il logique de les synchroniser ainsi que je l'ai déjà proposé, d'autant que la grande extension du lac constantino-sétilien paraît correspondre elle aussi climatologiquement à une période pluviale.

1. Le genre *Hipparion* a été signalé, en Europe, dans le gisement de Perrier, mais la position stratigraphique exacte de ce gisement a encore besoin d'être précisée.

2. Ces niveaux constituent l'étage *Kaguérien* des géologues africains.

Cet ensemble de faits, rapprochés de ceux qui viennent d'être observés par Viret sur le Plateau de Saint-Vallier, où une faune villafranchienne se trouve contenue dans un lœss durci, c'est-à-dire dans une formation d'origine périglaciaire, apporte un sérieux argument en faveur de l'hypothèse probable mais non démontrée encore, du synchronisme des pluviaux africains et des glaciaires européens, au moins en ce qui concerne ceux du début du Pléistocène.

En résumé, l'étude des gisements de Vertébrés villafranchiens de l'Afrique du Nord permet de serrer de plus près :

1° les problèmes paléontologiques relatifs à la distribution et aux relations biogéographiques des faunes de la fin du Tertiaire, ainsi qu'à l'origine et à la mise en place des faunes actuelles;

2° les problèmes stratigraphiques de l'équivalence des formations géologiques récentes de part et d'autre de la Méditerranée et de leur chronologie.

M. P. Jodot fait remarquer que l'examen des Mollusques continentaux, provenant d'un calcaire lacustre fortement rubéfié, découvert par M. Dalloni dans la région de Châteaudun (Prov. de Constantine), l'a conduit à des résultats inédits, analogues à ceux que M. Arambourg vient d'exposer. Cette faunule comprend, d'un côté, des *Leucochroa* et des *Enidae*, dont les genres sont encore représentés en Afrique du Nord ; d'autre part, un Gastéropode, malheureusement incomplet, rappelle singulièrement la morphologie des *Vivipara* ou des *Tropidophora* découverts à la base du Pléistocène de Victoria-Nyanza, mais genres qui sont inconnus dans le Nord Africain. Ces Mollusques ont subi un climat rubéfiant, humide et très chaud, qui a vraisemblablement existé durant le Villafranchien. Les résultats paléontologiques, tirés de l'étude des Mammifères par M. Arambourg, viennent appuyer cette interprétation, émise avec un point de doute, et engagent à maintenir cette conclusion.

NOTES STRATIGRAPHIQUES ET PALÉONTOLOGIQUES

SUR LA RÉGION DU DJ. OUENZA (ALGÉRIE)
(APTIEN, ALBIEN, CÉNOMANIEN)PAR G. Dubourdieu ET J. Sigal¹.

PLANCHE VI.

Résumé. — Les auteurs étudient, de l'Aptien au Cénomanien, la série stratigraphique exposée dans la région de l'Ouenza. La détermination des coupures stratigraphiques par les faunes d'Ammonites permet de dater une échelle de certains Foraminifères choisis dans la microfaune étudiée. Une Ammonite et deux espèces de Foraminifères nouvelles sont décrites.

L'étude de la région de l'Ouenza, extrêmement fossilifère, a permis à l'un de nous (G. D.) d'établir une stratigraphie assez précise dont les grandes lignes seront données dans la 1^{re} partie de cette note pour l'Aptien, l'Albien et le Cénomanien, une description devant trouver place avec plus de détails dans un mémoire ultérieur. Cet examen sommaire de la coupe avec la liste des macro-fossiles rencontrés donnera aussi la composition de la microfaune que le second auteur (J. S.) a étudiée. Deux tableaux synthétiseront les résultats, mettant en parallèle, avec les zones classiques à Ammonites, les coupures stratigraphiques dans l'Ouenza et leurs faunes d'une part, d'autre part une échelle de certains des Foraminifères étudiés pouvant servir d'« index » micropaléontologiques.

Dans une 2^e partie, paléontologique, le premier auteur définit une nouvelle espèce d'Ammonite cénomaniennne, *Flickia rudelli*; en même temps, deux nouvelles formes de Foraminifères, *Epistomina colomi* et *Epistomina scala* seront décrites parce qu'importantes pour l'objet de cette note².

Une 3^e partie enfin examinera les affinités présentées par les associations de faunes rencontrées.

1. Note présentée à la séance du 7 février 1949.

2. Les autres formes nouvelles, ainsi que l'examen des Ostracodes dont certains semblent devoir aussi être retenus comme index stratigraphiques, prendront place dans une étude d'ensemble des microfaunes du Crétacé algérien.

I. — STRATIGRAPHIE¹.

A. *Aptien*. — Dans les environs de l'Ouenza, l'Aptien se présente sous deux faciès différents :

1) *Faciès normal* : La coupe complète de ce faciès de l'Aptien a été levée dans le petit anticlinal de Sidi Emmbarka, situé au SE du Djebel Harraba (20 km ENE du village de l'Ouenza). Au-dessus de marnes gris jaunes contenant *Desmoceras* (*Uhligella*) *monicae* COQUAND et *Belemnites* cf. *semicanaliculatus* BLAINV., à rapporter au Barrémien supérieur, l'on trouve la coupe suivante :

- Grès, généralement gris, à patine brune ou brun rougeâtre, en bancs peu épais (1 m en moyenne), alternant avec des marnes gris clair. Mauvais fragments d'Ammonites et divers Lamellibranches 80 m
- Calcaires plus ou moins gréseux et marnes grises 50 m
- Gros ensemble de calcaires noirs, souvent sublithographiques, en bancs de un à plusieurs m, alternant avec des marnes grises ; cette formation contient, à sa base, divers Oursins, Brachiopodes et Lamellibranches 300 m

Ailleurs, (Dj. Hameïma, Dj. Ouenza), où l'on ne voit pas la base de l'Aptien, la partie supérieure de l'étage devient un peu gréseuse et comporte de nombreux bancs calcaires à Orbitolines. Au Dj. Ouenza, a été déterminée la faune suivante :

Cristellaria macrodisca Rss. 1862, *Orbitolina conoidea-discoidea* GRAS, *Cidaris pyrenaica* COTTEAU, *Dorocidaris jullieni* GAUTHIER, *Tetragramma malbozi* AGASSIZ, *Toxaster collegnoi* D'ORB., *Terebratula* cf. *dutempleana* D'ORB., *Janira* sp., *Alectryonia rectangularis* RÖMER, *Exogyra latissima* LMK. *Knemiceras compressum* HYATT.

Les échantillons provenant de l'anticlinal de Sidi Emmbarka ont fourni une microfaune plus abondante².

Ammobaculites cf. *coprolithiforme* SCHWAGER 1868, *Gaudryina cushmani* TAPPAN 1940, *Cristellaria obsoleta* PERNER 1892, *Marginulina jonesi* Rss. 1862, *Vaginulina* n. sp., *Valvulineria loetterlei* TAPPAN 1940, *Cibicides* ? sp., *Epistomina colomi* n. sp.

1. On établira les parallélismes suivants entre les coupures stratigraphiques définies dans la présente note et celles de la légende de la feuille Dj. Ouenza (1/50.000^e) en cours de parution :

Albien	{	Albien s. str.	{	sommet. Vraconien	{	Albien	
s. l.				base.... Albien s. str.			s. l.
		Zone de Clansayes.....		Zone de Clansayes			

2. Les échantillons pour microfaune, provenant en fait de plusieurs coupes, ont été bloqués, pour simplifier l'exposé, en une seule coupe synthétique grâce aux parallélismes de terrain stratigraphiques ou macropaléontologiques.

2) *Marnes calcaires lenticulaires* : Comme variation latérale du précédent faciès, apparaissent d'énormes masses de calcaire compact, gris clair et très dur, qui forment tous les hauts reliefs de la région (Dj. Ouenza, Dj. Harraba, etc.). Au microscope, ces calcaires se montrent formés d'une pâte calcaire cryptocristalline, partiellement recristallisée (structure grumeleuse), contenant des corps globuleux de dimensions très faibles. Ces fausses oolithes sont de petits éléments de la roche légèrement roulés, qui témoignent de l'agitation du fond dans lequel le calcaire a pris naissance. On y trouve aussi de très nombreux débris d'animaux : fragments de *Mélobésiées*, quelques petits *Foraminifères*, des *Orbitolines*, des *Polypiers*, des vestiges d'*Echinodermes*, *radioles d'Oursins*, débris d'*Ophiures*, des tests de *Brachiopodes* et de *Lamellibranches*, etc..

Dans une intercalation sableuse ont été trouvés divers spécimens fort bien conservés de *Polyconites verneuili* BAYLE, et J. Alloiteau a pu déterminer *Eugyra cayleri* WELLS.

Ces masses calcaires atteignent 200 m et plus d'épaisseur (Dj. Harraba, Ouenza etc..)

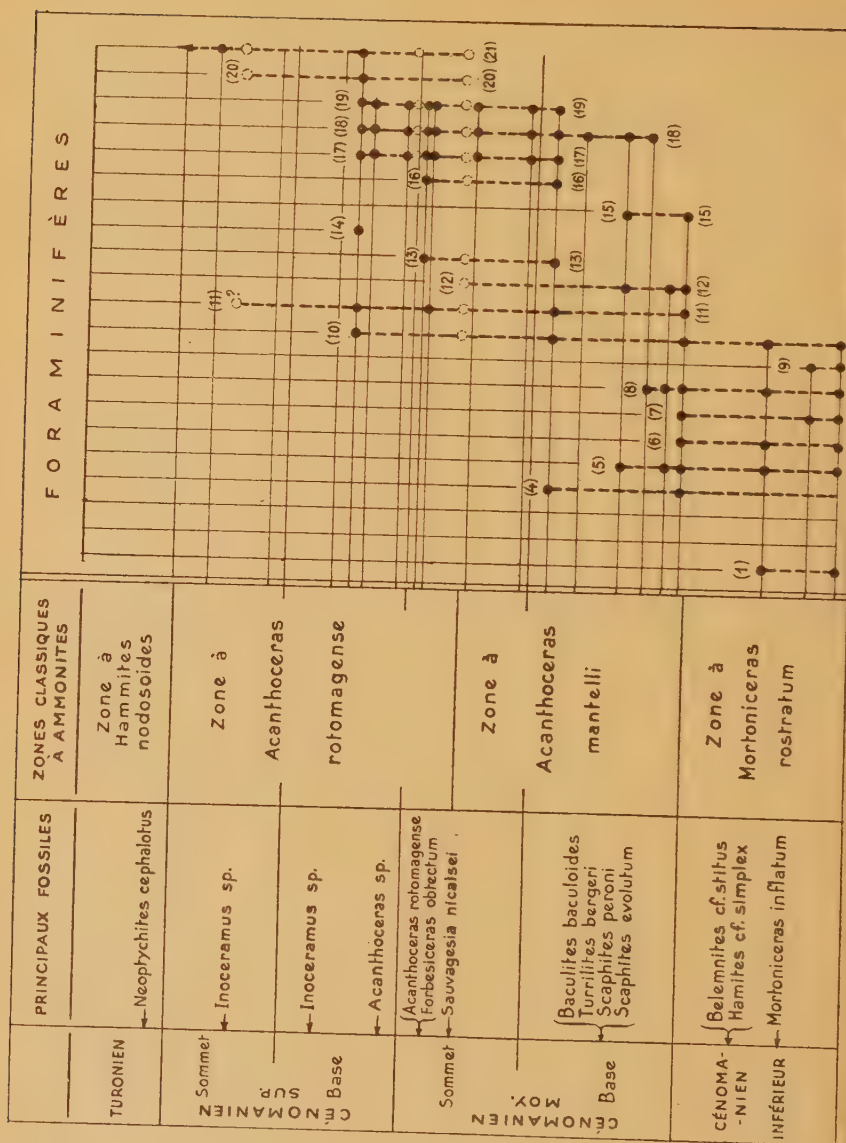
B. Albien. — 1° *Zone de Clansayes*. Reconnu en 1940 par A. Bouillot¹ au Dj. Ouenza et au Dj. Hameïma, ce niveau, qui est assez constant dans la région étudiée, se compose essentiellement (SW du Dj. Ouenza) des horizons suivants (de bas en haut) :

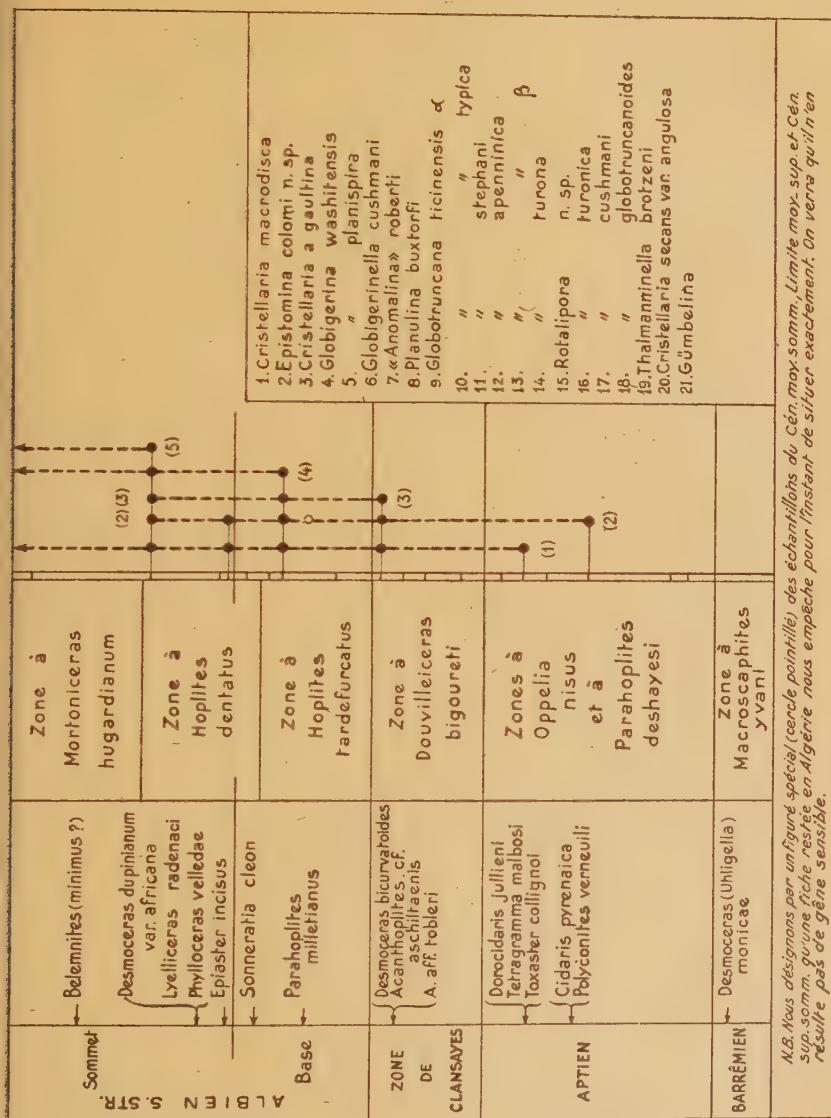
- Calcaires plus ou moins gréseux, noirs ou gris, alternant avec des marnes grises..... 10-12 m
- Marnes jaunes avec des intercalations de calcaires argileux très microgréseux, de couleur brun rouille ou verdâtre, en bancs de 10 à 50 cm de puissance. Quelques Pectinidés..... 40 m
- Grès calcaires noirs..... 5 m
- Marnes jaunes à intercalations siliceuses (voir ci-dessus). Quelques Ammonites..... 100 m
- Alternances de marnes jaunes et de calcaires gréseux à Ammonites (faune décrite par A. Bouillot).

Cette série devient plus gréseuse à sa base, lorsque l'on va vers l'E (Harraba, Hameïma).

En plus des fossiles cités par A. Bouillot, nous indiquerons *Acanthoplites* cf. *aschillaensis* ANTHULA, *Acanthoplites* aff. *tobleri* JACOB, *Desmoceras bicurvatoïdes* SINZOW.

¹ A. BOUILLLOT. Sur la présence de l'Albien inférieur fossilifère au Dj. Ouenza (Algérie). *C. R. somm. S. G. F.*, 1940, p. 22.





M.B. Nous désignons par un figuré spécial (cercle pointillé) des échantillons du Cén. moy. somm. Limite moy. sup. et Cén. sup. somm. qu'une fiche restée en Algérie nous empêche pour l'instant de situer exactement. On verra qu'il n'en résulte pas de gêne sensible.

La microfaune, pauvre, comprend : *Haplophragmoides deforme* ANDREAE 1884, *Cristellaria macrodisca* Rss. 1863, *Cristellaria* sp., *Darbyella* n. sp.

De l'anticlinal de Sidi Emmbarka : *Cristellaria macrodisca* Rss. 1862, *C. rotulata* LMK, *C. cf. erecta* PERNER 1892, *C. gaultina* BERTHELIN 1880, *Marginulinopsis hamuloides* BROTZEN 1936, *Epistomina colomi* n. sp.

2° *Albien proprement dit* : a) *Partie inférieure* (Dj. Ouenza) :

- Marnes à petites passées de calcaire argilo-gréseux 130 m
- Grès calcaire brun rouille, à petits nodules noirs, très fossilifère 1 m

Cette formation, très constante dans toute l'étendue de la feuille au 1/50.000^e Dj. Ouenza, a livré, entre autres : *Nucula ovata* MANTELL, *Parahoplites milletianus* D'ORB., *Parahoplites multicostatus* SINZOW, *Sonneratia cleon* D'ORB.

La composition de la microfaune est la suivante; très pauvre au Dj. Ouenza, plus riche au Sidi Emmbarka : *Haplophragmoides diagonalis* CARSEY 1926, *Gaudryina cushmani* TAPPAN 1940, *Cristellaria macrodisca* Rss. 1862, *Cristellaria gaultina* BERTHELIN 1880, *Flabellina* cf. *howei* LOEBLICH et TAPPAN 1941, *Epistomina colomi* n. sp., *Epistomina catenula* n. sp., *Globigerina infracretacea* GLAESSNER 1937, *Globigerina washitensis* CARSEY 1926, *Globorotalia marginaculeata* LOEBLICH et TAPPAN 1946.

b) *Partie supérieure* (Dj. Ouenza) :

- Calcaires argilo-gréseux verts ou jaunâtres, en bancs de faible puissance, séparés par des marnes assez calcaires grises. Quelques Oursins écrasés..... 44 m
- Quelques bancs d'un calcaire un peu gréseux, noir, à altération grise, s'intercalant dans une série de marnes noires, très riches en Ammonites pyriteuses..... 90 m
- Bancs de calcaire noir, sublithographique, à patine gris blanchâtre, de 50 cm à 1 m de puissance, riches en Bélemnites, séparés par des marnes très calcaires gris bleu. Les calcaires contiennent des Globigérines et ont montré quelques cristaux d'albite de néoformation..... 90 m

La base de la série, qui contient au Dj. Def de nombreux *Placenticeras* qui n'ont pu être déterminés, a livré à l'Ouenza la faune suivante :

Epiaster incisus COQUAND, *Hamites* sp., *Ptychoceras* sp., *Phylloceras velledae* MICHELIN, *Puzosia* cf. *subplanulata* SCHLÜTER, *Puzosia* aff. *paronae* KILIAN, *Lyelliceras?* *zadenaci* PERV., *Desmoceras dupinianum* D'ORB. var. *africana* PERV.

L'Albien supérieur varie peu de faciès, en dehors de la région

située au N du Dj. Hameïma où son sommet devient plus marneux.

La microfaune s'enrichit à présent en espèces, mais la plupart de celles reconnues plus bas se continuent :

Verneuilina propinqua BRADY 1884, *Cristellaria macrodisca* Rss. *C. gaultina* BERTHELIN 1880, *C. cf. dunkeri* Rss. 1862, *C. rotulata* LMK., *Astacolus cf. A. taylorensis* PLUMMER 1931, *Marginulinopsis vaginalis* Rss. 1862, *Fronicularia cf. goldfussi* CUSH. 1930 (non Rss. 1860), *Flabellina tarrantensis* nov. var., *Cibicides?* sp., *Epistomina colomi* n. sp., *Globigerina infracretacea* GLAESSNER 1937, *G. washitensis* CARSEY 1926, *G. planispira* TAPPAN 1940.

C. Cénomanien. — Cet étage se présente sous un faciès très constant dans toute la région.

1^o Cénomanien inférieur : Le Cénomanien inférieur est essentiellement composé de marnes noires très foncées. Vers la base, des intercalations de calcaire argileux en plaquettes contiennent des empreintes d'Ammonites : 295 m (au N du Dj. Hameïma).

Les marnes ont fourni *Belemnites cf. stilus* BLANFORD et les calcaires en plaquettes : *Hamites cf. simplex* D'ORB., *Mortoniceras inflatum* Sow.

La microfaune dès lors s'enrichit en espèces et en individus ; il est à noter dès à présent l'apparition, timide, des *Globotruncana*¹.

Haplophragmoides cf. glabra CUSH. et WATERS 1927, *Clavulinoides insignis* (PLUMMER 1931), *Cristellaria macrodisca* Rss. 1862, *Cristellaria rotulata* LMK., *Marginulinopsis grata* (Rss. 1862), *Planulina buxtorfi* GANDOLFI 1942, *Planulina falcata* (Rss. 1869), « *Anomalina* » *roberti* GANDOLFI 1942, *Globigerina infracretacea* GLAESSNER 1937, *Globigerina planispira* TAPPAN 1940, *Globigerinella aequilaterialis* BRADY 1879, *Globigerinella cushmani* TAPPAN 1943, *Globotruncana ticinensis alpha* GANDOLFI 1942, *Globotruncana ticinensis typica* GANDOLFI 1942.

2^o Cénomanien moyen : a) Base. Si l'on excepte quelques lits de calcaire très argileux de très faible puissance, il s'agit là d'une énorme accumulation (800 m environ) de marnes vert sale, à nombreux débris de calcite fibreuse. La faune qui s'y rencontre comprend :

Ptychoceras sp., *Baculites baculoides* MANTELL., *Hamites cf. virgatus* BRONGNIART, *Scaphites erolatus* PERV., *Scaphites peroni* PERV., *Turritites bergeri* BRONG., *Flickia* (?), *rudelli* nov. sp.

1. Nous employons la terminologie en usage pour les espèces, en attendant une révision en cours de rédaction du genre qui établira certaines synonymies ou introduira des noms nouveaux pour les espèces désignées par une lettre grecque simplement.

L'enrichissement de la microfaune se poursuit et atteint, pour le Cénomanién, son maximum avant de faire place à une faune beaucoup plus monotone et plus pauvre en espèce qui, déjà, au sommet de cette première partie du Cénomanién moyen, fait son apparition.

Au Dj. Ouenza, on note : *Cristellaria rotulata* LMK., *Cristellaria mariae* SCHIJSMA 1946, *Astacolus taylorensis* (PLUMMER 1931), *Astacolus dissonus* (PLUMMER 1931), *Vaginulina arguta* Rss. 1862, *Pseudovalvulineria lorneiana* (D'ORB. 1940), *Planulina correcta* (CARSEY 1926), *Planulina buxtorfi* GANDOLFI 1942, « *Anomalina* » *roberti* GANDOLFI 1942, *Globigerina cretacea* D'ORB. 1840, *Globigerina planispira* TAPPAN 1940, *Globigerina infracretacea* GLAESSNER 1937, *Globigerinella cushmani* TAPPAN 1943, *Globigerinella voluta* WHITE 1928, *Globotruncana stephani* GANDOLFI 1942, *Globotruncana ticinensis* GANDOLFI 1942, *Globotruncana apenninica* RENZ 1936, *Rotalipora* n. sp., *Rotalipora globotruncanoides* SIGAL 1948,

et au Sidi Embarka : *Cristellaria dimorpha* Rss. 1851, *Planulina buxtorfi* GANDOLFI 1942, *Globigerina planispira* TAPPAN 1940, *Globigerina washitensis* CARSEY 1926, *Globotruncana stephani* GANDOLFI 1942, *Globotruncana ticinensis* GANDOLFI 1942, *Globotruncana apenninica* RENZ 1936, *Rotalipora* n. sp.

Tandis qu'au haut, si le Dj. Ouenza montre seulement, et rares : *Haplophragmoides deforme* ANDREAE 1884, *Cristellaria subalata* Rss. 1863 (non 1854), *Marginulopsis* sp., *Gyroidina nitida* (Rss. 1845), *Globigerina washitensis* CARSEY 1926, *Rotalipora globotruncanoides* SIGAL 1948, *Thalmaninella brötzeni* SIGAL 1948, par contre les échantillons du Sidi Embarka fournissent une faune composée à peu près exclusivement et avec une abondance extrême des *Globorotalidae* du groupe *Rotalipora* : *Haplophragmoides deforme* ANDREAE 1884, *Globigerina* sp., *Globigerinella voluta* WHITE 1928, *Globotruncana stephani* GANDOLFI 1942, *Globotruncana ticinensis* GANDOLFI 1942, *Globotruncana apenninica* RENZ 1936, *Rotalipora turonica* BROTZEN 1942, *Rotalipora cushmani* (MORROW 1934), *Rotalipora globotruncanoides* SIGAL 1948, *Thalmaninella brotzeni* SIGAL 1948.

b) *Sommet* : Séparé des marnes précédentes par deux ou trois bancs de calcaire sublithographique noir, le sommet du Cénomanién moyen comporte lui aussi des marnes vert sale à fragments de calcite fibreuse (dont certains sont ornés d'empreintes d'Oursins). Entre les Dj. Hameïma et Harraba, cette série a 455 m de puissance. La faune reconnue comporte :

Sauvagesia nicaïsi COQ., *Scaphites aequalis* SOW., *Forbesiceras oblectum* SHARPE, *Acanthoceras rotomagense* DEFANCE.

Le caractère de prédominance des *Rotalipora-Thalmaninella* par rapport au reste de la microfaune, par une supériorité

numérique écrasante, s'affirme au sommet du Cénomanién moyen ;

au Dj. Ouenza : *Globotruncana stephani* GANDOLFI 1942, *Rotalipora cushmani* (MORROW 1934), *Rotalipora globotruncanoides* SIGAL 1948, *Thalmanninella brotzeni* SIGAL 1948,

et surtout au Sidi Emmbarka : *Haplophragmoides deforme* ANDREAE 1884, *Gaudryina quadrans* CUSH. 1936, *Cristellaria secans* var. *angulosa* CHAPMAN 1896, *Saracenaria triangularis* D'ORB. 1840, *Gümbelina globulosa* (EHR. 1838), *Gümbelina moremanni* CUSH. 1938, *Pseudotextularia* n. sp., *Globigerina* sp. (très abondantes, en cours d'étude), *Globotruncana stephani* GANDOLFI 1942, *Globotruncana tici-nensis* GANDOLFI 1942, *Globotruncana apenninica* RENZ 1936, *Rotalipora turonica* BROTZEN 1942, *Rotalipora cushmani* (MORROW 1934), *Rotalipora globotruncanoides* SIGAL 1948, *Thalmanninella brotzeni* SIGAL 1948.

3° Cénomanién supérieur a) Base : (environs du Dj. el Krorza, à l'WNW de l'Ouenza).

— Calcaires argileux gris clair.....	3 m
— Marnes gris bleu, avec quelques passées de marnes très calcaires grises.....	90 m
— Calcaires un peu argileux, gris ou noirs, souvent en plaquettes	100 m

Dans les marnes de base, quelques fossiles pyriteux, non encore déterminés, contiennent des Acanthocératidés. Les calcaires montrent de très mauvaises empreintes de petits Inocérames.

b) Sommet : Ensemble de marnes plus ou moins calcaires, grises, avec quelques bancs de calcaire noir, sublithographique, à Globigérinidés et Buliminidés. Les grands fossiles sont inexistants, en dehors de quelques mauvaises empreintes d'Inocérames. Aux environs du Dj. el Krorza, le sommet du Cénomanién supérieur atteint 160 m de puissance.

Nous ne séparons pas, par la microfaune, les deux parties définies ci-dessus du Cénomanién supérieur. Par contre, la faune montre un changement radical un peu au-dessous de leur ligne de séparation, ainsi que le montre le tableau II et ainsi que nous allons le faire ressortir.

C'est donc tout d'abord une faune identique en composition à celle des couches sous-jacentes, mais peu riches en individus : *Textularia* sp., *Cristellaria* n. sp., *Cristellaria secans* var. *angulosa* CHAPMAN 1899, *Gümbelina globulosa* (EHR. 1838), *Ventilabrella austlinana* CUSH. 1938, *Globigerina* sp. (très abondantes ; à l'étude), *Globigerinella voluta* WHITE 1928, *Globotruncana stephani* GANDOLFI 1942,

Globotruncana ticinensis GANDOLFI 1942, *Globotruncana turona* OLBERTZ 1942, *Globotruncana apenninica* § GANDOLFI 1942, *Rotalipora cushmani* (MORROW 1934), *Rotalipora globotruncanoides* SIGAL 1948, *Thalmanninella brotzeni* SIGAL 1948.

Ensuite une faune nouvelle : *Haplophragmoides* sp., *Textularia concinna* Rss. 1845, *Gaudryina*? sp., *Dorothia conula* (Rss. 1845), *Cristellaria secans* var. *angulosa* CHAPMAN 1896, *Darbyella* cf. *brownstownensis* CUSH. et DEADERICK 1942, *Fronclularia* aff. *intermittens* Rss. 1865, *Gümbelina globulosa* (EHR. 1938), *Gümbelina striata* EHR. 1938), *Gümbelina ultimatumida* WHITE 1929, *Globigerina* sp. très abondantes, à l'étude), *Globigerina cretacea* D'ORB. 1840, *Globigerina infracretacea* GLAESSNER 1937, *Globotruncana stephani*? GANDOLFI 1942.

Au-dessus, viennent des calcaires à *Neoptychites cephalotus* COURTILLIER, fossile caractéristique de la base du Turonien.

II. — PALÉONTOLOGIE.

A. Une nouvelle Ammonite cénomanienne.

Flickia rudelli nov. sp.

Pl. VI, fig. 1-3, et fig. 1-2 dans le texte.

La famille des Flickidés a été définie par W. S. Adkins en 1928¹ pour des formes crétacées sans carène, lisses ou faiblement costulées et à sutures très simples, dont les lobes et les selles sont entières. Elle se compose des genres *Flickia* PERVINQUIÈRE² et *Adkinsia* BÖSE³.

J'ai recueilli, dans le Cénomanien de l'Ouenza, une petite Ammonite pyriteuse qui présente bien les caractères des Flickidés.

MORPHOLOGIE : La coquille est globuleuse; son enroulement est moyennement embrassant. L'ombilic, assez large, est profond. La paroi subverticale de l'ombilic se raccorde aux flancs par une arête vive.

DIMENSIONS : Diamètre : 11,2 mm (1); Hauteur du dernier tour : 4 mm (0,36); Épaisseur du dernier tour : 7,6 mm (0,68); Largeur de l'ombilic : 4,8 mm (0,43).

ORNEMENTATION : Sur la région cloisonnée, la coquille est presque lisse et ne montre que deux ou trois sillons extrêmement atténués,

1. W. S. ADKINS. Handbook of Texas Cretaceous fossils. Univ. Texas Bull., n° 2, 838, Austin, 1928, p. 217.

2. L. PERVINQUIÈRE. Études de paléontologie tunisienne. I, Céphalopodes des terrains secondaires, Paris, 1907, p. 212 et 213, fig. 80.

3. E. BÖSE. Cretaceous ammonites from Texas and Northern Mexico. Univ. Texas Bull., n° 2, 748, Austin, 1927, p. 232-237.

limités aux flancs et à la région ventrale. Il est possible que ces vagues sillons du moule interne, correspondent à de faibles bourrelets du test. Sur la loge d'habitation, qui semble occuper environ un demi-tour, on aperçoit quatre ou cinq bourrelets très faibles qui ne se voient que sur les flancs et la région ventrale.

SUTURE : La cloison, goniatififorme (fig. 2), présente, en dehors du lobe siphonal, qui comprend une petite sellette siphonale très peu marquée, deux lobes latéraux, deux selles et le début d'une troisième au delà du bord ombilical. Les éléments sont largement arrondis et parfaitement entiers. Le lobe latéral est aussi large et de même profondeur que le lobe siphonal. La selle externe est environ deux fois plus haute et plus large que la première selle latérale.



FIG. 1. — Section de *Fl. rudelli* nov. sp. (x 4).

ATTRIBUTION GÉNÉRIQUE : Les caractères des genres *Flickia* et *Adkinsia* peuvent se résumer comme suit¹, si l'on excepte l'espèce *Flickia pervinquieri* COLLIGNON², forme carénée qui ne doit pas rentrer dans l'un de ces deux genres.



FIG. 2. — Cloison de *Fl. rudelli* nov. sp. (R = 4,5 mm).

Flickia : Formes en général peu globuleuses, lisses. Suté dont les éléments sont arrondis.

Adkinsia : Formes en général épaisses, ornées de tubercules et de côtes, à bord ombilical toujours arrondi. Les éléments de la cloison ont une allure générale anguleuse (surtout les lobes).

Par sa forme très épaisse, l'Ammonite de l'Ouenza se rapprocherait du genre *Adkinsia*, alors que son bord ombilical anguleux et la forme très arrondie de ses éléments cloisonnaires la ferait plutôt ranger dans le genre *Flickia*. L'ornementation, elle, qui n'existe pratiquement que sur la loge d'habitation, est beaucoup plus faible que celle que l'on observe chez les *Adkinsia*.

1. Pour la description des différentes espèces de Flickidés, voir : L. PERVINQUIÈRE, *op. cit.*, 1917, p. 214 et 215, fig. 82, pl. IX, fig. 2 a-b, 3 a-b, 5 a-b. — W. M. WINTON et W. S. ADKINS. The geology of Tarrant County. *Univ. Texas Bull.*, n° 1931, Austin, 1920, p. 69. — W. S. ADKINS. The Weno and Pawpaw formations of the Texas Comanchean. *Ibid.*, n° 1856, Austin, 1920, p. 85-87, fig. 9, pl. 1, fig. 1-3. — E. BÖSE, *op. cit.* 1927, p. 237-247, pl. VIII, fig. 9 à 26, pl. IX, fig. 1 à 12. — W. S. ADKINS, *op. cit.*, 1928, p. 217-218, pl. XXI, fig. 5-6, pl. XXIII, fig. 6. — M. COLLIGNON. Les Céphalopodes du Cénomaniens pyrénéen de Diego-Suarez. *Ann. Pal.*, t. XVII, Paris, 1928 et t. XVIII, 1929, p. 28, fig. 14, pl. II, fig. 14-14 a, 15-15 A.

2. M. COLLIGNON, *op. cit.*, 1929, p. 28, fig. 14, pl. II, fig. 15-15 a.

Il est intéressant de noter qu'au Texas les représentants du genre *Adkinsia* sont un peu plus récents (Del Rio Clay) que le *Flickia* unique que l'on y connaît (Pawpaw formation¹) et que E. Böse indique comme possible la filiation *Flickia*→*Adkinsia*². Notre échantillon se trouvant dans une zone stratigraphique un peu plus haute que ceux de L. Pervinquière (*Flickia simplex* PERV.)³, il serait donc un terme de passage entre les deux genres, ou manifesterait du moins la tendance à l'ornementation du genre *Flickia* au cours de son évolution.

Étant donné le petit nombre de Flickidés connus actuellement⁴, ce qui empêche d'avoir des idées précises sur cette famille et d'en connaître convenablement les caractères phylogéniques, je ne définirai pas un genre nouveau pour cette Ammonite. Je la placerai, pour l'instant, dans le genre *Flickia*, à cause surtout de la faiblesse de son ornementation, et en ferai l'espèce *Flickia* (?) *rudelli* nov. sp. par reconnaissance pour le Docteur L. Rudelle, de l'Ouenza.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES AVEC LES AUTRES FLICKIDÉS : *Flickia rudelli* ne peut pas se confondre avec *Flickia simplex* PERV. et *Flickia boesei* ADKINS, qui sont des formes moins épaisses et complètement lisses. Elle se différencie des diverses espèces d'*Adkinsia* dont l'ornementation est très vigoureuse, ne se rapprochant un peu que de *Adkinsia adkinsi* BÖSE⁵ : on la reconnaît cependant, car l'espèce américaine est plus haute que large, et possède des tubercules ombilicaux dont les derniers sont importants et allongés radialement.

GISEMENT : *Flickia rudelli* vient de la partie inférieure du Cénomaniens moyen des environs du Dj. Ouenza⁶. *Flickia simplex* PERV., dont le type appartient au Cénomaniens inf. de Tunisie, a été retrouvé à Madagascar dans le Cénomaniens de Diego-Suarez

1. E. BÖSE, *op. cit.*, 1927, p. 237-247. — W. S. ADKINS, *op. cit.*, 1920, p. 85. — W. S. ADKINS, *op. cit.* 1928, p. 7.

2. E. BÖSE, *op. cit.*, 1927, p. 234.

3. Mon espèce, comme celle de L. PERVINQUIÈRE, se trouve entre les zones à *Mortonoceras inflatum* Sow., et à *Acanthoceras rotomagense* DEFRANCE. Mais, tandis que *Flickia simplex* PERV. est associé à des formes albiennes, ce qui la placerait dans la partie inf. de la zone à *Acanthoceras mantelli* Sow., l'Ammonite de l'Ouenza a été trouvée aux 2/3 sup. des marnes comprises entre les dernières couches à *M. inflatum* et les premières à *A. rotomagense* (voir L. PERVINQUIÈRE. Ét. géol. de la Tunisie centrale, Th. Paris, 1903, p. 71-73 : « formes affines des *Pulchellia* »).

4. Voir les références données à la note infra-paginale n° 5, sur les cinq espèces d'*Adkinsia* connues, 4 ne comptent qu'un seul exemplaire.

5. E. BÖSE, *op. cit.*, 1927, p. 237-238, pl. VIII, fig. 9-14.

6. W du Dj. Ouenza, au point de coordonnées Lambert x = 981,300, y = 306,700.

(Collignon, *op. cit.*) *Flickia bosei* ADKINS vient des couches de Pawpaw, au Texas, qui, d'après G. Scott¹ sont d'âge albien sup.

CONCLUSION : Les Flickidés, qui ont débuté plus tôt au Texas qu'en Afrique, ont une évolution qui semble se traduire par l'ornementation de la coquille. Entre le type lisse (*Flickia*) et le type orné (*Adkinsia*) je place l'Ammonite de l'Ouenza, que je range, pour l'instant, dans le genre *Flickia*.

B. Deux nouvelles espèces du genre *Epistomina* TERQUEM 1883.

Au groupe des espèces de ce genre que caractérise l'ornementation si particulière observée au Crétacé, nous ajouterons deux nouvelles espèces, dont l'une, fréquente, servira sans doute, par son extension verticale limitée, d'index micropaléontologique, et dont l'autre, malheureusement unique jusqu'ici, possède des caractères suturaux suffisamment tranchés pour la signaler au rang d'espèce.

Epistomina colomi.

Holotype. Pl. VI, fig. 4 a, b, c.

SYNONYMIE : *E. spinulifera* (REUSS) au moins en partie in Colom, G. Estudios sobre la sedimentacion profunda de las Baleares, 1948 (*Inst. Lucas Mallada*, p. 93, pl. XXII, fig. 4-10). *Derivatio nominis* : en hommage amical au paléontologiste des Iles Baléares.

Holotypus : Pl. VI, fig. 4 a, b, c.

Locus typicus : couche de la zone de Clansayes (ma référence 11372) au Djebel Ouenza.

Stratum typicum : Albien inférieur, zone de Clansayes.

DIAGNOSE : *Test* dissymétriquement biconvexe, la convexité la plus forte étant ombilicale, dernier tour composé de 7 loges, la spire en montrant environ 12.

Périphérie fortement carénée, deuxième carène ombilicale très légèrement dessinée.

Face spirale montrant des loges dont la taille augmente peu à peu, séparées par des sutures en saillie par rapport à la surface même de la loge qui est légèrement concave; ces rides suturales, inclinées et légèrement arquées, se prolongent à la périphérie et forment la carène; le centre a l'aspect d'un réticulum, mais l'on peut y suivre aisément, en général, le début de la spire; la face spirale est très légèrement convexe.

Face ombilicale, au contraire, fortement convexe, faisant un angle d'environ 35-40° avec le plan de l'enroulement; le centre, surélevé, est formé par une ride circulaire, encerclant une petite cupule concave; à cette ride aboutissent les sutures en relief, arquées, qui, à l'approche

1. G. SCOTT. Ét. stratigr. et paléont. sur les terrains crétacés du Texas. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. XIV, 1927, p. 101.

de la périphérie, se ramifient parallèlement au plan d'enroulement vers l'avant et vers l'arrière, pour former la pseudo-carène, au delà de laquelle on voit, ou devine, selon l'état de conservation, l'ouverture périphérique latéromarginale. L'état de conservation ne permet pas d'observer rigoureusement l'ouverture normale interiomarginale qui semble se situer aux $2/3$ de la distance ombilic-périphérie.

VARIATIONS : Les caractères de cette espèce, susceptibles de montrer quelques variations d'un individu à l'autre sont : 1) la biconvexité qui peut aller d'une valeur légèrement supérieure à une valeur beaucoup plus grande pour la face ombilicale, l'holotype représente un terme moyen ; 2) les sutures ombilicales qui peuvent former un léger réticulum en guise de pseudo-carène ou bien être en quelque sorte doublées, sur la surface même de la loge (voir la deuxième loge du dernier tour de l'holotype).

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : Cette espèce appartient incontestablement au groupe si particulier des *Epistomina* du Crétacé, dont A. ten Dam a donné récemment une monographie. Nous donnerons rapidement les caractères qui distinguent notre espèce des formes déjà connues :

— *E. mosquensis* UHLIG 1883 est symétriquement biconvexe, l'ombilic possède un réticulum et non un simple anneau, le nombre de loges au dernier tour est plus grand, les sutures n'ont pas la même forme et sont parfois denticulées.

— *E. scaphiolocula* LOEBLICH et N. TAPPAN 1946 possède des caractères voisins, en particulier l'anneau simple ombilical, mais est dissymétriquement biconvexe, la convexité la plus forte est spirale.

— *E. limbata* TAPPAN 1943 est moins dissymétriquement biconvexe, les sutures sont droites et surtout l'ombilic est orné d'un réticulum.

— *E. charlottae* VIEAUX 1944 est symétriquement biconvexe, l'ombilic possède un réticulum.

— *E. lacunosa* LOEBLICH et TAPPAN 1946 est symétriquement biconvexe, mais se distingue par les perforations réparties sur la surface des loges et par les sutures ombilicales droites et d'apparence noduleuse, l'ombilic ne semble pas posséder une ornementation différenciée.

Nous mettons en synonymie tout, ou partie peut-être, des formes figurées par G. Colom et qui ne possèdent pas l'ornementation typique de *E. spinulifera*.

Notre espèce diffère enfin de *E. catenula* que nous allons décrire par la biconvexité symétrique du test et la forme des sutures ombilicales de cette dernière.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE. — *E. colomi* a été trouvée en Algérie, ainsi que l'indique le tableau, du milieu de l'Aptien environ à la base du sommet de l'Albien (ex-Vracomien). Elle n'a été observée que le long de cette coupe, la seule étudiée pour l'instant. Aux Baléares, *E. spinulifera* COLOM (non REUSS) est décrite de l'Albien.

Le groupe d'*Epistomina*, auquel elle appartient, possède une répartition stratigraphique limitée à l'Albien des États-Unis (Washita group) sauf *E. mosquensis* décrite du Callovien supérieur de Russie.

Epistomina catenula.

Holotype. Pl. VI, fig. 5 a, b, c.

Derivatio nominis : morphologie des sutures ombilicales.

Holotypus : Pl. VI, fig. 5 a, b, c.

Locus typicus : couche de l'Albien (ma référence 11337) au Dj. Ouenza.

Stratum typicum : Albien proprement dit, partie inférieure.

DIAGNOSE : *Test* symétriquement biconvexe, dernier tour composé de 7-8 loges peu distinctes au début du dernier tour ; le centre de la face spirale est indistinct.

Périphérie bordée par une carène obtuse.

Face spirale montrant des loges dont la taille augmenterait sensiblement de l'une à l'autre (mais le test est peut-être déformé) séparées par des sutures arquées et fortement inclinées, larges, très faiblement saillantes et plates, dont certaines montrent le dessin en échelle si caractéristique des sutures de l'autre face.

Face ombilicale montrant des loges séparées par des sutures larges, très peu en relief et un peu arquées ; ces sutures ont sur leur longueur une forme d'échelle de corde bien caractéristique que nous n'avons vu sur aucune des autres *Epistomina* (*colomi*) qui accompagnaient celle-ci ; l'ombilic est légèrement bombé, garni d'un réticulum dans lequel se fondent les sutures ; vers la périphérie, ces sutures envoient un prolongement dans le plan de l'enroulement vers l'avant et l'arrière de la loge délimitant ainsi une pseudo carène au-dessous de l'ouverture latéromarginale. Ces ouvertures supplémentaires ainsi que l'ouverture intéromarginale ne sont pas observables, vu la mauvaise fossilisation du test.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : La biconvexité subsymétrique et surtout la forme en échelle des sutures ombilicales et de certaines du côté spiral, suffisent pour distinguer cette forme que, malgré sa rareté (un seul échantillon), nous pensons pouvoir décrire.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE ET GÉOGRAPHIQUE : Un seul exemplaire donc dans la partie supérieure de l'Albien, proprement dit, au Djebel Ouenza.

III. — AFFINITÉS DES FAUNES. CONCLUSIONS.

S'il suffit de noter les affinités de la macrofaune d'une part avec le Caucase en ce qui concerne la zone de Clansayes (voir A. Bouillot, *op. cit.*), d'autre part avec le Texas où sont citées des espèces voisines de *Flickia rudelli*, par contre, des renseignements plus étendus peuvent être mis en évidence par l'étude comparée de la microfaune. Il n'en sera donné ici que l'essentiel, le détail devant être exposé plus tard lorsque d'autres coupes du Crétacé algérien auront été étudiées.

La comparaison peut porter sur les régions où des microfaunes d'étages correspondants ont été décrites : Folkestone (Chapmann), Allemagne (Reuss, Eichenberg), Pays-Bas (ten Dam), Mecklembourg (Schacko), Bohême (Perner), Caucase (Glaessner), enfin Doubs (Berthelin) et Bassin de Paris (P. Marie) montrent, en général, une analogie limitée, surtout si l'on veut se reporter spécialement à des espèces ayant quelque valeur stratigraphique. Par contre, d'autres régions se prêtent mieux à un parallélisme : ainsi le Texas où Tappan, Loeblich et Tappan ont décrit, dans les formations de Washita et de Fredericksburg, diverses espèces que nous retrouvons en Algérie ; dans des régions plus proches nous constaterons, cela se conçoit, encore plus d'analogies : Baléares (Colom) et surtout Suisse, Italie (Gandolfi, Cita) et Aquitaine. L'étude de cette coupe apporte alors un complément décisif à celles décrites par les auteurs suisses ou italiens, car à une succession identique des *Globotruncana* et des *Rotalipora* (que nous trouvons en Aquitaine et que nous avons reconnus dans le Crétacé de Gandolfi, et dont une étude de M. Reichel sur les Hantkéninidés de ce matériel nous a apporté une confirmation récente), nous pouvons à présent joindre une coupe continue bien plus richement datée que par l'*Orbitolina* cf. *conoidea* de Gandolfi ou l'*Acanthoceras rotomagense* de MM. Lugeon et Gagnebin. Une comparaison, mais qu'il nous faut mieux étayer encore, sur l'apparition des « Rosalines », avec les descriptions de P. Marie, tant au Maroc que dans le Bassin de Paris, sera certainement fructueuse.

En conclusion, cette étude nous permet, dans une partie du domaine mésogéen, par une coupe continue et étudiée de façon continue, de superposer à une échelle macropaléontologique une échelle micropaléontologique de cette partie inférieure du Crétacé : on y décèle des zones d'extension limitée (*Epistominacolumi*, *Globigerina washitensis*, *Planulina buxtorfi*, les *Globotruncana* et *Rotalipora*), l'apparition ou la disparition d'espèces,

de genres (*Globotruncana*, *Rotalipora*, *Gümbelina* et genres associés) ou d'association de faunes. Ces premiers résultats seront complétés par d'autres coupes en d'autres régions d'Algérie. Cette note apporte ainsi une double contribution à l'étude du Crétacé et elle sera utile à la fois au chercheur, heureux de la découverte de quelques Ammonites, et au géologue, malchanceux au contraire, ou que le volume des échantillons (forage par exemple) mis à sa disposition oblige à avoir recours aux coquilles de dimensions plus modestes.

LÉGENDE DE LA PLANCHE VI

FIG. 1. — *Flickia rudelli* n. sp. (grand. nat.).

FIG. 2-3. — *Id.* ($\times 4$), section.

FIG. 4. — *Epistomina colomi* n. sp. ($\times 50$) ; a, face spirale, b, vue de profil, c, face ombilicale.

FIG. 5. — *Epistomina catenula* n. sp. ($\times 50$) ; a, b, c, *id.*

COORDINATION DU QUATERNAIRE DE FRANCE

PAR G. Denizot¹.

Sommaire. — Corrélations entre formations marines, fluviales et glaciaires ; agencement en niveaux principaux, par interférence d'une régression d'ensemble et de crues glaciaires, avec de légers gauchissements locaux. Réduction du phénomène glaciaire, avec deux phases principales seules aujourd'hui connues (Riss et Wurm) et interglaciation de faible amplitude. Coexistence de ce phénomène, non avec un refroidissement général, mais avec une extension du climat océanique.

Un quart de siècle, depuis ma première note présentée à la Société [34], a vu paraître de nombreuses études sur le Quaternaire. Les idées ont évolué, et j'ai moi-même modifié certaines interprétations. Je vais résumer mes publications dispersées, les compléter et les intégrer dans une interprétation d'ensemble de notre Quaternaire.

Les problèmes en sont variés, et peuvent être abordés de bien des façons. D'abord, comme en toute étude stratigraphique, il faut disposer d'une chronologie jalonnée par une suite d'horizons définis dans un domaine assez étendu. Et comme ici les fossiles ne suffisent pas, il sera fait appel aux données morphologiques. C'est ainsi que l'avaient compris les fondateurs de systèmes eustatiques ou glaciaires, divisant le Quaternaire en 4 ou 5 termes. Leurs coordinations peuvent être défectueuses, mais le principe demeure.

A chaque instant du Quaternaire, le sol de la France apparaît disposé sur un canevas géographique tel qu'aujourd'hui, avec des côtes marines soit plates, soit escarpées, avec des vallées fluviales et glaciaires. Mais dans celles-ci la répartition est très inégale, les glaciers ont parfois envahi de grands tronçons de vallées, noyant en même temps de hauts reliefs et des plaines basses ; les variations fluviales et marines se sont prononcées dans le sens vertical, en des secteurs où cela ne détermine pas de notable déplacement horizontal, pour créer des lignes de rivages et des nappes alluviales suspendues en terrasses. Nous distinguerons des terrasses principales, issues de stationnements

1. Note présentée à la séance du 21 mars 1949. — Les références [1] appellent les numéros de ma *Notice sur les recherches de Géologie* (1939-43), cités à la fin du présent article.

prolongés au cours d'une variation du niveau de base — quelle qu'en soit l'origine — et définissant une suite d'états de l'hydrographie sur un ensemble régressif. On a critiqué cette notion : le fait est que les terrasses existent, elles sont par exemple marines à Antibes, fluviales à Toulouse ; qu'elles se groupent en systèmes assez conformes d'un secteur à l'autre et que, s'il est des incertitudes dans les raccordements, ceci est inhérent à toute étude de géologie.

Des terrasses secondaires, de caractère temporaire, procèdent des modifications de profil suivant les conditions climatiques, ou de causes locales, telles que captures, migrations de méandres.

On ne trouvera pas ici les complications proposées ces années dernières. Il en est qui sans doute ne résisteront pas à l'épreuve du temps. D'autres exagèrent la portée de détails, et l'on voit de fines analyses se réduire en définitive à de petits écarts, négligeables en face des variations globales. D'autres s'appliquent à des secteurs écartés, à des faciès vaguement répartis, intéressants certes mais qui ne décident pas de la chronologie : ainsi, les tronçons où des apports transversaux commandent la forme des terrasses ne sont pas l'apanage des avals de nos grands fleuves, sur lesquels nous croyons judicieux de nous fonder. Et l'on ne tiendra aucun compte d'observations erronées¹, trop souvent acceptées sous la foi de la chose écrite.

La pénéplaine anté-quaternaire et ses déformations, [24, 51, 57, 107]. — Le cycle de remblaiement qu'est notre Pliocène comporte deux étages, l'*Astien* (De Rouville 1853, ce terme englobant l'argile dite plaisancienne) et le *Calabrien* (M. Gignoux 1910) : celui-ci distinct par la pénétration en Méditerranée de la faune boréale à *Cyprina islandica* quand sur terre arrivent les genres *Elephas*, *Equus* et *Bos*. La mer pliocène est partie de sous l'actuelle (régression pontique) pour monter jusque vers 100 m au débouché de la Loire, 180 à celui du Rhône ; de là son dépôt a subi par la suite une surélévation jusqu'à 400 dans les diverticules sud-alpins, et cela mesure le gauchissement subi. Des cailloutis et limons fluviaux confluent vers ce dépôt marin et le terminent : au maximum de ce remblaiement se règle une pénéplaine, avec couverture résiduelle, affectée des mêmes déformations. A la faveur de celles-ci, importantes surtout dans le SE, on peut rattacher au même horizon le cailloutis terminant le

1. Galets éboulés du Miocène, épandage sur les vignes autour de Montpellier, pris pour terrasses marines [128] ; sables éoliens souvent pris pour plages en Provence, etc.

Pliocène du Rhône et celui plus élevé d'une centaine de mètres à Barry, près Orange, et même celui des Alpilles signalé par F. Roman.

La déformation en sens contraire est encore mieux marquée autour du Golfe du Lion [114, 128]. Ce golfe, après une préparation complexe, date vraiment du Pliocène; et l'affaissement qui l'a créé s'est poursuivi au delà de ce système dont les témoins Crau d'Arles, Costière de Générac, collines maritimes du Languedoc et du Roussillon, s'inclinent et passent sous la Méditerranée. Ainsi le Pliocène complet montre son sommet de + 150 vers Générac à — 40 sous Aigues-Mortes. Une faille radiale à Vauvert limite cette Costière du compartiment du Vistre, dont l'affaissement est plus prononcé.

A. Fabre¹ a décrit une disposition conforme sur la côte de Gascogne, où le Pliocène descend très en dessous d'Arcachon et passe sous du Quaternaire ancien à *Elephas meridionalis* évolué. La surface topographique enveloppant le relief de la région suit le même mouvement, qui d'ailleurs affecte encore une partie du Quaternaire.

Ce qui ressort des dispositions, ce n'est pas tant la planitude souvent assez grossière de cette surface, que son contraste avec la dissection vigoureuse des côtes et vallées, hors des secteurs d'affaissement. Cette surface s'est d'ailleurs annexé maint élément antérieur, topographique ou structural, et tout cela fait un ensemble qui, vu de près, est assez inégal. Le Quaternaire se ramène à l'époque du creusement des vallées.

Terrasses marines et terrasses fluviales. — Dans la zone littorale, il faut interpréter, non par hauteurs brutes, mais par comparaison de détails homologues : ce n'est pas toujours facile. Sur la Méditerranée, où la mer varie peu, les formations littorales ne couvrent guère que 3 m en hauteur et les incertitudes sont souvent négligeables. Par contre les terrasses fluviales, plus étendues, doivent être interprétées.

L'habitude s'est imposée, et nous la suivrons, de prendre les altitudes relatives sur l'étiage; nous désignerons comme *hauteur* un terme corrigé suivant ce souci d'homologie [37, 57]. Évidemment les terrasses caillouteuses ne sont pas l'œuvre des eaux d'étiage, mais d'eaux plus ou moins hautes, seules douées d'une faculté de transport suffisante : si l'on compare aux formations actuelles, on trouve leurs équivalents dans les grèves que j'ai décrites vers 2 m sur la Loire [98, 105], les graviers qui vont à 3 m sur le Rhône² : ceci donne

1. A. FABRE. Terrains de revêtement du Médoc, 1939.

2. DE LAMOTHE. B. S. G. F. (4), XV, 1915, p. 16.

la mesure d'une première correction. Mais la variation verticale de ces fleuves est bien plus grande, déterminant une zone *fluminale*, qui reçoit des dépôts variés, et ceux-ci sont intéressants à considérer. Nous le ferons d'abord dans un secteur moyen.

Profil en travers. — La zone fluminale comprend deux parties séparées par des berges plus ou moins abruptes : lit mineur où les basses eaux tiennent un chenal partiel entre les grèves alors émergées, et que les moyennes eaux remplissent, constituant le facteur utile du transport et de dépôt des alluvions ; lit majeur couvert des hautes eaux lors des crues, qui déposent leur limon sur la surface d'alluvions récentes — Vals de Loire, par exemple — constituées lors d'une phase antérieure. Cette plaine majeure apparaît comme un élément étranger où les alluvions du lit mineur n'ont pas accès, étant incapables en général de remonter des berges.

Mais en outre les courants de crues provoquent des entraînements latéraux, surtout suivant le pied des coteaux où le raclage de bordures de terrasses peut créer un alluvionnement restreint, ressemblant à celui du lit mineur. Ces crues atteignant jusqu'à 8 m, la méconnaissances de ces dispositions peut vicier certaines mesures.

On admet souvent dans les fonds de vallées la succession de bas en haut de cailloutis grossier, gravier et sable, puis limon. Ce n'est nullement général, ni même habituel pour le Rhône. Celui-ci au contraire montre le même cailloutis en surface qu'en profondeur et dans la

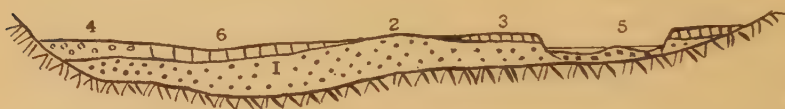


FIG. 1. — Coupe du lit de la Loire vers Gien.

1, Gravier de fond. 2, Montille. 3, Limon de crues. 4, Alluvion latérale. 5, Grèves du lit mineur. 6, Fausse rivière.

plaine de Pierrelatte des sondages faits dernièrement ont trouvé le sable plus ou moins fin sous les alluvions grossières. L'histoire de la vallée doit être prise en considération, nous allons voir dans quelle mesure la règle d'amenuisement vertical s'applique.

Le fond rocheux des alluvions récentes, et c'est très net sous les vals de Loire, présente souvent des profondeurs plus grandes — ici une dizaine de mètres — localisées dans un sillon assez étroit, plus ou moins sinueux et sans correspondance avec la position du lit : à Gien, la Loire coule sur des roches tandis que le sillon est reporté de l'autre côté de la vallée. Hors ce sillon, le fond dessine un replat à profondeur intermédiaire. Cette disposition s'étend à des terrasses anciennes, et quand l'érosion les a démantelées peut créer l'illusion de deux terrasses indépendantes.

Les alluvions se répartissent en terrasses. Contrairement à une

proposition faite sous le signe de « polygénisme », et hors des altérations consécutives, ces terrasses n'ont pas d'inclinaison systématique en travers, pour nos trois grands fleuves qui serpentent quelque peu dans leurs vallées, mais dont celles-ci ne présentent pas de méandres. Au contraire, et c'est net pour la Loire [105], le profil tend au bombement central. Déjà le lit du fleuve est habituellement divisé par une file médiane d'îles ; en outre il se porte alternativement à droite et à gauche, le côté opposé étant tenu par une rivière *collatérale*, ou « fausse-rivière », qui peut dériver les affluents. D'où tronçonnement des alluvions récentes en vals : et cette disposition se retrouve sur les alluvions anciennes. Par exemple la Basse-terrasse toulousaine [53]. La Seine au contraire, vraie vallée à méandres, montre de l'inclinaison en travers et les terrasses semblent glisser vers l'aval, suivant le processus décrit par le géographe américain Davis : mais on a fort exagéré cette disposition.

Profil en long. — Le profil concave de nos fleuves est d'autant plus tendu que le régime est plus abondant. D'où cette singularité, qu'à même distance du débouché, un fleuve semble se creuser d'autant plus qu'il est plus paresseux : mais en compensation sa vallée se rétrécit, (comparer par exemple la Seine à la Garonne). Autre singularité, le profil tend à se briser à chaque confluence importante, avec accroissement temporaire de pente vers l'aval¹.

Nos vallées présentent trois secteurs. Le cours supérieur, surtout important en montagnes, est caractérisé par la tendance au creusement permanent durant tout le Quaternaire. Le lit s'établit sur la roche, à nu ou à travers les mises alluviales que remuent les tourbillons. Il peut s'intercaler des bassins adventices, par exemple autour d'un lac vivant ou fossile. Les terrasses ne sont ici que des accidents locaux, complexes ; et ce secteur sans doute intéressant, ne contribuera cependant pas à notre chronologie.

On désigne un « point neutre », après quoi l'alluvionnement s'établit dans le cours moyen. Ce régime s'acquiert quand la pente tombe à l'ordre du millième. Maintenant le fleuve coule sur le matelas des dépôts qu'il a lui-même constitués, il choisit ses matériaux en quelque sorte et par suite réalise un profil d'équilibre, dans des conditions données de régimes supposées permanentes ; et ce profil est indépendant de la nature des versants. Le Rhône à Donzère, la Durance à Mirabeau ont scié des barrières de roches très dures et leur vallée se rétrécit brusquement : mais comme on est dans le secteur alluvionné, les profils d'étiage et de moyennes eaux, la largeur même du lit mineur n'en sont pas affectés.

En fait le creusement garde une action propre, mais la résultante est maintenant du côté de l'alluvionnement, le fleuve perd contact avec le fond rocheux que les tourbillons ne peuvent atteindre. Il y a remblaiement, qui ne peut s'expliquer sans un relèvement du profil.

1. Le général de Lamothie a discuté le confluent de l'Isère.

Les pentes moyennes sont : 0,7 millièmes pour le Rhône, 0,4 pour la Loire et seulement 0,2 pour la Seine. Aussi la nature des alluvions actuelles est-elle différente : gros galets du Rhône, sables graveleux de la Loire, limons et tourbes de la Seine.

A quelque distance du débouché, environ 100 km pour la Loire et 50 pour le Rhône, le cours inférieur ou maritime s'annonce par une assez brusque diminution de pente. Alors, l'alluvionnement change, et bientôt le lit ne présente plus que des limons. Les sondages nous apprennent que les alluvions plus grossières de l'amont, compatibles avec la pente de ce côté, conservent celle-ci en aval, et par suite s'enfoncent sous le lit. Ce plongement apparent avait été reconnu pour la Somme par Commont, et c'est ce qui lui fit choisir le « fond rocheux » comme profil de référence : comme il prenait aussi la base des alluvions anciennes, ses chiffres restent comparables, circonstance qui a généralement échappé à ses commentateurs. Le même plongement se retrouve pour la Seine, pour la Loire ; il a été décrit par A. Fabre pour la Garonne, et n'est pas moins net pour le Rhône. Cette disposition a causé bien des erreurs, on a cru à une subsidence marginale, d'autant plus qu'en arrivant à l'embouchure même l'alluvionnement tombe brusquement, ce qui fait illusion de pente accrue. Un schéma suffira à justifier d'une autre interprétation.

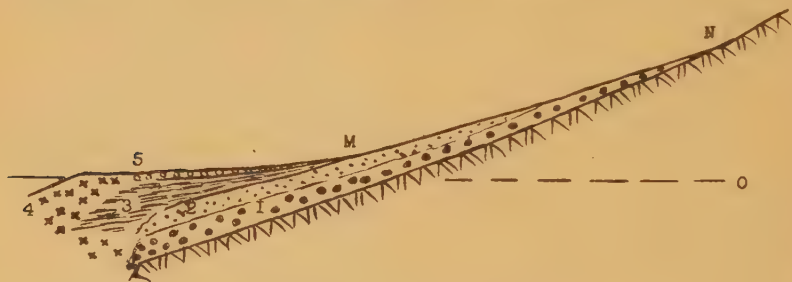


FIG. 2. — Schéma en long d'une vallée fluviale.

1, Alluvion grossière. 2, Alluvion fine. 3, Limon. 4, Dépôt marin. 5, Alluvion latérale.

M, limite du secteur maritime. N, Point neutre.

En conséquence, les cailloutis et graviers du talweg d'amont ne se raccordent pas au littoral contemporain, l'intervalle étant tenu par du dépôt plus menu : ce n'est que vase et sable fin aux embouchures, en tant qu'apport fluvial, les éléments plus gros étant ici ramenés par la mer. Mais l'alluvionnement latéral peut disposer sur le lit majeur de l'aval du dépôt grossier qui, lui, se raccorde à la formation du rivage.

On conçoit que tout changement du régime modifiera l'ensemble du profil, et les terrasses perdront leur parallélisme qui, sans cela, est de règle. C'est une évidence curieusement méconnue par certaines théories eustatiques : l'étonnant est de ne pas trouver des divergences

supérieures à la réalité. Quand on considère que, du Rhône à la Seine, à même distance de l'embouchure, les pentes varient de 7 à 1, on s'étonne de ne pas rencontrer, sur des tronçons à pente notable comme la Garonne toulousaine, des variations de plus du dixième de celle-ci. Mais cela suffit à changer les systèmes de hauteurs.

COORDINATION FLUVIO-MARINE

Le bassin de Paris et ses entours. — Ce bassin, avec une partie du Massif armoricain, est largement couvert par la pénéplaine anté-quaternaire, qui passant de la Seine à la Loire par le plateau de Beauce arrive ici à moins de 50 m, sur les talwegs ; j'ai montré que cela limitait absolument les hauteurs de terrasses [51]. Celles-ci s'étagent en contre-bas et jusque vers le fond des vallées.

Les côtes maritimes ne nous renseignent pas bien, les dépôts y sont réduits et souvent glissés par solifluction, phénomène mis en évidence sur la Manche par L. Dangeard. Cependant on connaît des « plages soulevées » vers 35 m à l'embouchure de la Somme (De Lamothe) comme en Vendée (G. Vasseur), ce qui suffit à affirmer le changement du niveau marin.

Les terrasses de la Seine et leurs gisements ont souvent été étudiées depuis Belgrand¹ [61, 69] ; la Loire a des terrasses plus étendues, mais peu de gisements [29, 56, 61, 69, 104, 105, 154]. Quant à la Somme, où faunes et industries sont abondantes mais difficiles à situer, elle prend tout son intérêt des recherches minutieuses de V. Commont : l'abondance du phénomène de solifluction, mis ici en évidence par H. Breuil², est très gênante.

Sous la pénéplaine on distingue souvent des Hautes, Moyennes et Basses terrasses, respectivement autour de 50, 30 et 15 m. Dans mes diverses notes, j'ai montré que ces hauteurs étaient assez variables, surtout du premier groupe, pour interdire les raccords par considération de mesures isolées.

En tête du Quaternaire, Saint-Prest offre la première faune dérivant du Pliocène supérieur : *Elephas meridionalis* évolué, *Rhinoceros etruscus*, *Equus Stenonis*, *Hippopotamus major*, avec apparition de *Trogontherium Cuvieri*. C'est un remplissage de poche dans la craie à une vingtaine de mètres au-dessus de l'Eure ; et rien ne permet d'élever le « Saint-Prestien » plus haut que les 40 m qui représentent ici la hauteur de la pénéplaine [51].

1. On consultera E. CHAPUT, *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 153, en se méfiant des excès eustatiques de l'auteur.

2. H. BREUIL, *Rev. Geogr. phys.* VII, p. 267. — Voir sur la Somme, du même : *Anthrop.* XLI, 1931 ; DE LAMOTHE, *B. S. G. F.* (4-) XVIII, 1915 p. 3.

Abbeville (Porte-du-Bois) marque à 35 m sur la Somme un stade consécutif avec *El. trongontherii*, forme évolutive du *meridionalis*, et apparition de *El. antiquus*¹ : la présence du *Cardium edule* révèle un horizon fluvio-marin, confirmé à Saint-Valéry. Dans la vallée de la Seine, les mêmes Mammifères se trouvent à Montreuil près Paris, à même hauteur. Dans l'une et l'autre vallée il y a des alluvions plus élevées, partant plus anciennes, qui seraient de la phase saint-pres-tienne (l'écart des hauteurs s'explique parce qu'à Saint-Prest on est dans une situation tout à fait latérale). De Sénart, en amont de Paris, jusqu'à Rouen, E. Chaput a raccordé deux niveaux, 50-55 et 30-35 m, qui peuvent représenter nos deux horizons.

Dans la Loire terminale, il y a aussi deux terrasses : 45-50 (Brenes-sard) et vers 30 m (Eventard).

Subdivision des Moyennes-terrasses. — A Saint-Acheul, faubourg d'Amiens, les observations de Commont distinguent deux lambeaux très voisins : un gravier dans l'argillère Fréville, entre 35 et 40 m, sur la Somme, est le niveau d'Abbeville. Il est séparé par un ressaut de craie de la carrière Bultel-Tellier, qui offre un cailloutis à outils chelléens et *Elephas antiquus*, couronné à la cote 47 (Somme à 19 en face) d'un sable de crues à coquilles fluviatiles. Cette seconde formation, sous le limon « acheuléen », se rattache au système des Basses terrasses.

Les faits sont analogues pour la Seine : les témoins autour de 30 m, sont tantôt restes de terrasses de 30-35 m, horizon de Montreuil ; tantôt partie du système des Basses terrasses. La confusion a fait attribuer au premier un Chelléen terminal, qu'il faut au contraire reporter à notre première Basse terrasse, en dessous de 25 m.

La terrasse de 30 m, de la Loire terminale, décrite par Chaput et moi-même, est bien individualisée, équivalent probable de Montreuil ; mais elle s'efface en amont et ce qu'on lui avait raccordé autour d'Orléans à moins de 25 m, fait partie des Basses terrasses [97, 105].

La phase chelléenne. — A la suite de ce niveau de 30 à 40 m, et avant la construction des Basses terrasses que nous verrons remonter plus ou moins haut, les fonds de vallée sont descendus jusqu'en dessous des positions actuelles.

Le gisement de Chelles est célèbre, depuis les publications de Chouquet et Ameghino² en 1881. On exploitait à une quinzaine de kilomètres de Paris un cailloutis descendant à 1 m sous la Marne, qui livrait des bifaces taillés à grands éclats avec la faune chaude, *El. antiquus*, *trongontherii*, *Rhinoceros Mercki*, *Hippopotamus major*, *Trogontherium Cuvieri*, un cheval moderne. Cette station a reçu d'in-

1. Commont signale, dans l'argillère Fréville, du « Préchelléen ». Nous ne saurions suivre H. Breuil, qui reporte à cette industrie discutable le nom de Chelléen, après avoir reproché à celui-ci une confusion qui n'était pas dans la définition originelle.

2. Voir le Manuel de DÉCHELETTE, p. 65. — AMEGHINO, *B. S. G. F.* (3), 1880, IX, p. 242.

justes critiques, on a dit qu'elle était remaniée, vu l'usure aux arêtes des silex taillés. Mais un simple séjour dans l'eau courante confère cet aspect¹, sans qu'il soit besoin d'un transport peu compatible avec la concentration du gisement. Quant au type industriel, il est défini par la figuration de G. de Mortillet. Sur la pureté du gisement, les auteurs sont formels : la cailloutis chelléen, localement consolidé en « calcin », est raviné par un second cailloutis moins grossier et des limons, où l'on trouve d'autres industries et la faune froide, faisant terrasses de 12 m. Le ravinement était encore visible il y a une vingtaine d'années [69]. Ce sont là de bonnes conditions, Abbeville n'en présente pas autant.

En aval, G. de Mortillet avait individualisé son Chelléen à Grenelle

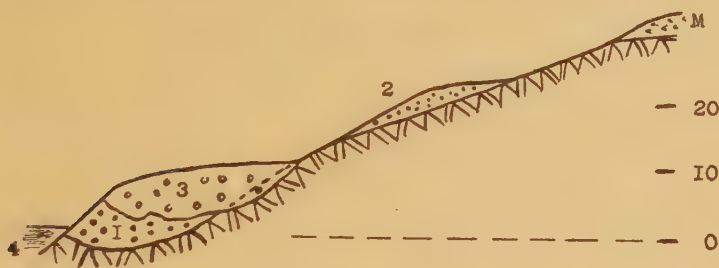


FIG. 3. — Coupe schématisée à l'E de Paris.

M, Gravier de Montreuil. 1, Gravier de Chelles à *Elephas antiquus* et industrie.
2, Sable de Créteil à *El. ant.* évolué et industrie tendant à l'Acheuléen (1^{re} B. T.).
3, 2^e Basse-terrasse acheuléo-moustérienne, à *El. primigenius*. 4, Récent-Moderne.

et Levallois ; à Cergy, confluent de l'Oise, il contient *Corbicula fluminalis*. Outils et Mammifères se retrouvent autour d'Elbeuf, de Rouen ; au Havre, les outils chelléens abondent jusque sous les basses mers². Dans la Somme, ces outils sont non seulement à Saint-Acheul, mais dans le gravier de fond de Montières.

Ils se trouvent encore, près de l'étiage de la Loire, en amont d'Orléans (Bourlon) et très près d'Angers (Desmazières). A. Tilloux, vieille industrie au fond de la vallée de la Charente, avec *El. antiquus*³. D'autres part, nous placerons ici les coquilles lusitaniennes jusque sous la mer actuelle, à Ghyvelde dans le Nord⁴, comme à l'embouchure de la Loire⁵.

Les Basses terrasses. — A. Laville a trouvé à Créteil⁶ un gravier

1. R. VAUFREY. *Rev. Géogr. phys.* V, p. 309.
2. Observations principalement de G. ROMAIN. — DUBUS. *Soc. géol. Normandie*, XXXIII, 1917.
3. M. BOULE. *Anthrop.* VI, p. 497.
4. G. DUBOIS. *Terrains quaternaires du Nord de la France*, 1924. Un tableau de l'Europe flandrienne (Livre jubilé S. G. F. 1930, p. 263).
5. Communication de J. BOURCART à la séance du 19 janvier 1943.
6. A. LAVILLE. *Fenille Jeunes Natur.*, 1905, p. 139 ; 1911, p. 417.

avec « amande chelloise » évoluée et les Éléphants du gisement voisin de Chelles, bien en contre-haut. Ce gisement étant d'âge compris entre les deux formations représentées à Chelles, il faut le placer chronologiquement à la suite de l'inférieure : partant de celle-ci, le dépôt s'élève latéralement jusqu'à une terrasse de 20-22, et l'ensemble est raviné par la terrasse de 12 m. Déjà au sortir de Paris, G. de Mortillet, distinguant le gravier de fond chelléen sous la terrasse à faune froide, gîte d'après lui de silex moustériens et de l'« éclat Levallois », avait vu les alluvions partir du fond pour s'élever vers Bois-Colombes en terrasse de 20 m, avec Chelléen évolué ou Acheuléen¹.

Ces éléments se suivent en aval. A Mantes, en contre-bas d'une Moyenne terrasse de 32-35 m, est une terrasse de 22 m avec pièces chelléennes évoluées (P. du Carne), puis une terrasse de 12-15 m. Celle-ci, constante dans le bassin de la Seine, avec de l'Acheuléo-moustérien *El. primigenius*, *Rh. tichorhinus*. Mêmes niveaux vers 20 et 12 m, sur la Loire, le premier dédoublé dans l'Orléanais ; plus un troisième en Anjou à 6 m, qui fut suivi d'actions éoliennes intenses.

La seconde Basse terrasse se retrouve sur les côtes, de Sangatte et Wissant, vers la Somme, le Calvados et le Mont-Dol², avec une faune boréale (*Tellina ballica*, *Buccinum undatum* mais non sans conserver un fond lusitanien. L'influence glaciaire est marquée par des blocs erratiques dus sans doute à des icebergs.

Semblable interprétation convient aussi à la Somme : Saint-Acheul est le gisement d'industrie chelléenne et *El. antiquus* connu depuis un siècle ; soit : *b*, en notant suivant l'ordre de succession. Il s'élève jusqu'à 28 m (*c*), et d'autre part descend jusqu'au cailloutis de base de Montières, peu en aval (*a*), où l'on trouve en outre l'Hippopotame³. Celui-ci est coupé par une autre alluvion, moins grossière (*d*), où la faune reste « chaude » avec l'Acheuléen et un « Moustérien » que H. Breuil rectifie Levalloisien. Ce dernier gisement est immédiatement sous la deuxième Basse-terrasse (*e*). C'est bien la même disposition que dans la vallée de la Seine, seulement certaines hauteurs sont un peu plus fortes.

A Abbeville, cette deuxième terrasse est représentée par le sable fluvio-marin de Menchecourt, 11-12 m, couvert de limon à faune froide. Ce sable contient la faune marine boréale, avec encore *Corbicula fluminalis*.

L'Acheuléen qui surmonte cette deuxième terrasse à Amiens remonte la pente dans de vieux limons, où la faune passe au type froid, terminés par le « limon fendillé » de l'Acheuléen supérieur. C'est alors une reprise du creusement de la vallée, avec établissement de la toun-

1. G. DE MORTILLET. Le Préhistorique, p. 270. CHAPUT, p. 62.

2. Peu de traces sur la côte atlantique, les buttes de Saint-Michel-en-l'Herm étant pour nous construction médiévale.

3. La liaison est interrompue sur le trajet direct de Montières à Saint-Acheul, mais COMMONT l'aurait suivie latéralement, d'après DE LAMOTHE, p. 27.

dra et intervention de la solifluxion : tous les dépôts précédents sont rabotés par le limon dit « ergeron » qui est un vrai lœss, avec lits de cailloux concassés et sols fossiles, avec outils moustériens et faune froide. Ce complexe tranche la seconde Basse terrasse en entraînant les matériaux de celle-ci, soliflués, d'où le mélange signalé à Élouvy¹.

Le cycle flandrien ou récent. — Le mouvement de descente des rivages, entraînant les vallées, à la suite des Basses terrasses, s'est poursuivi bien en dessous du niveau actuel, plus bas que n'était le creux du Chelléen. Au débouché de nos fleuves, le maximum régressif est marqué par le sillon que dessine le fond rocheux des alluvions [46, 74, 105].

Comment avait très bien vu le fond crayeux de la Somme déboucher vers — 30 sur le front de mer, et les sondages voisins s'alignent souvent sur cette profondeur. L'estuaire de la Seine s'y règle (Chaput), l'Orne aussi (Bigot). La Loire montre le fond de son estuaire sur un rivage de — 30 m [29, 105]; également la Charente (— 25 à Rochefort, d'après Passerat). La Garonne, enfin, débouche à l'Océan sur un cordon littoral de — 30 à 34 m d'après A. Fabre. Ces coïncidences ne sauraient être fortuites, elles déterminent le rivage correspondant au maximum de creusement des vallées avant leur situation actuelle.

La présence de galets plus profonds ne peut intervenir ici, même ceux dragués par L. Dangeard dans la Manche autour de — 90 : nous ignorons la date et le mode de leur mise en place, et le rivage réglé sur cette isobathe ne représente rien sous nos vallées. Nous ne suivons donc pas G. Dubois qui, après avoir admis en 1924 la même évaluation que nous, a cru devoir porter la régression à — 60, puis 90 ou 100 m, en se fondant sur des calculs théoriques de déglaciation².

Alors que les fonds de vallées partent de — 30 aux embouchures, cette profondeur se réduit et par exemple pour la Loire n'est plus que de 10 m sous les vals, du moins de Saumur à Cosne. Notre fig. 2 explique cette disposition : la pente du fond rocheux représente le minimum possible pour le creusement et le premier alluvionnement de la vallée, elle est acquise dès le débouché et se maintient la même pour tout le cours inférieur et moyen, soit 0,3 à 4 p. m pour la Loire. Au contraire, le remblaiement s'édifiant sur ses propres alluvions réduit la pente terminale aux dépens de la grosseur de ces alluvions.

1. C'est à tort qu'on a admis un dédoublement de basse terrasse — 10 m et 5 m — d'après COMMONT : rien de tel n'apparaît sous la plume de ce Préhistorien. La soi-disant terrasse de 5 m est bordure d'alluvion récente, mêlée de produits soliflués, qui rabotent la terrasse de 10 m.

2. On a donné par la suite des arguments sans valeur. Ainsi les sondages publiés par A. BLANC, *Rev. Géogr. phys.*, IX, p. 129, à droite du débouché de l'Arno : les couches de — 30 à — 90 sont d'âge indécis, la même flore paraît se lier à du Tyrrhénien (*ibid.*, p. 58). Fût-il du Flandrien continental, ce dépôt d'un pays connu pour ses submersions très tardives ne saurait se généraliser par eustatisme pur et simple. Également la bathymétrie sous-marine peut se comprendre de diverses façons.

Ce remblaiement *récent* correspond au Flandrien de Dubois, avec ce correctif qu'il s'est achevé à une date assez reculée — par exemple 2 millénaires avant notre ère — excluant le Flandrien supérieur du même géologue, lequel passe dans le *moderne*. Après la régression pré-flandrienne, s'est déposée dans le Nord l'assise d'Ostende, dont la faune marine offre quelques éléments spéciaux : cette assise se prolonge par les graviers de fond des vallées, et doit dater du Paléolithique supérieur. L'horizon tourbeux de Coquelles, — 15 m, à *El. primigenius* évolué, est surmonté de l'assise de Calais à faune marine actuelle, passant au Néolithique et terminée par le cordon des Pierrettes, sur le niveau actuel : de même sur la côte guérandaise, un appareil littoral fossile se tient à peine en dessus de la mer [34]. A de tels appareils se raccorde le lit majeur de nos fleuves, les vals de la Loire et de ses affluents portant des stations et monuments à partir de la fin du Néolithique et s'affirmant de ce fait d'une haute ancienneté [46, 65, 98]. La transgression a submergé des côtes où s'étaient constituées des tourbes forestières, dont on retrouve les restes à marée basse.

Nous pensons, avec J. Welsch¹, que depuis cette date il n'y a eu que très peu de variations du niveau marin : les dispositions trop souvent citées dans un sens contraire n'ayant pas de valeur démonstrative, quand elles ne sont pas fausses. Cette phase répond à l'assise de Dunkerque : toutefois, les mouvements seraient plus importants sur les côtes flamandes, que nous laissons hors de notre étude.

La Garonne. — Les cailloutis du Pliocène supérieur et Quaternaire ancien sont un ensemble confus dans la région maritime, nous ne retiendrons que le Quaternaire moyen, décrit par R. Balland et par A. Fabre : terrasse de Bordeaux 20-25 m et terrasse de Bruges 12-15, celle-ci avec *El. primigenius*. Ce sont nos Basses terrasses, et la partie profonde de l'ensemble a livré *El. antiquus*.

On remonte ces terrasses, et à partir d'Agen les alluvions plus élevées se dégagent pour aboutir au remarquable système toulousain [32, 53 ; v. aussi 37 modifié], où certaines terrasses ont jusqu'à 8 km de large sur plus de 100. Ce système offre :

1° Cailloutis supérieurs de Bouconne vers 150 m sur le fleuve, passant à l'amont à la Formation de Lannemezan et latéralement au cailloutis résiduel de la Lomagne.

2° Haut-niveau de Bouconne-Montplaisir, 90 m, avec divers dédoublements en aval.

3° Moyen-niveau de Léguevin, vers 50 m, lieu d'après H. Breuil de quartzites taillés du Paléolithique ancien.

1. J. WELSCH, *Ann. Géogr.*, 1914 et *Anthrop.*, XXVIII, 1917.

4° Niveau-intermédiaire, caractérisé seulement en aval de Toulouse, à Montech vers 30 m, et dont le prolongement correspond à la terrasse de Bordeaux, donc la 1^{re} Basse terrasse.

5° Bas-niveau des auteurs, 20-25 m avec industrie moustérienne et faune froide : il s'abaisse vers l'aval pour passer à la terrasse de Bruges, notre 2^e Basse terrasse.

6° Niveau-inférieur, d'une dizaine de mètres vers Toulouse, à *Elephas primigenius* évolué, mais qui disparaît autour d'Agen.

A Fabre a montré que les alluvions dessous la Gironde procèdent de terrasses plus ou moins élevées sur le talweg en amont : notre Niveau inférieur passe sous les alluvions récentes pour déboucher à la mer vers — 30. Comme dans les vallées précédentes, nos Basses terrasses s'encadrent donc entre les deux mêmes phases régressives. La seconde, pré-flandrienne, fut suivie du remblaiement *récent* qui, dans le fond de la vallée, constituent un 7^e niveau¹.

L'ascension des terrasses vers l'amont devient très nette à Toulouse, où les 3^e et 5^e gagnent plus de 10 m sur 50 km [32, 34, 53] : ce qui met en évidence le danger des mesures isolées.

La Méditerranée et le Rhône. — L'eustatisme, ici fondé par Ch. Depéret, s'y vérifie pourtant assez mal. Les observations publiées sur la côte provençale par Gignoux, Maury, Lutaud ; sur le Rhône moyen par L. de Lamothe, Kilian et Gignoux, F. Roman, D. Faucher ne sont guère concordantes. Nous nous tiendrons d'abord hors du domaine glaciaire.

Sicilien. — Le Quaternaire ancien possède une faune marine assez peu distincte de l'actuelle : on cite des terrasses de 100, 85, 60 et 45 m, qui affirment le changement du niveau mais réservent le rôle du gauchissement. Nous tenons pour synchrones les hauts cailloutis du Rhône : à Bellegarde vers 65 m ; de Saint-Rémy à Bédarrides par la Petite-Crau et Gadagne, passant de 80 à 125 m sans étagements.

En amont, deux paliers : 100-105 m sur le Rhône (Trappistines de Montélimar) et vers 70 (dessus Donzère) ; mais ils se rejoignent par une surface continue à travers le seuil de Montchamp, sans étagement non plus. A Valence, vagues alluvions vers 105 m et belle terrasse de 75 (La Léore ; Foulouse est plus élevé parce que déporté vers l'Isère). De Saint-Rambert à Lyon, les cailloutis s'étagent de 120-140 m à 80-90, les terrasses qu'on a ici distinguées à 10 m d'écart sont fantaisistes.

Ces cailloutis sont très épais autour de Donzère, mais ce n'est nullement général : cela s'explique par comblement de cuvettes d'affaissement contemporain.

1. Dans mes premières notes, j'avais confondu les niveaux 6 et 7 [156].

Tyrrhénien. — Les terrasses du Quaternaire moyen sont beaucoup plus régulières, avec la faune à *Strombus bubonius* de Nice, à *Tapes Dianae* en Corse. Il y eut d'abord régression vers la mer actuelle, marquée sur la côte orientale de Corse par de l'argile à Hélices¹, puis remontée à 30-35 m édifiant une terrasse; ensuite report vers 15 m et seconde terrasse, « monastirienne » (100). C'est la réplique de la régression chelléenne et des Basses terrasses du Bassin de Paris.

La seconde est surtout nette, partant de 18 m à l'E de Nice, suivant la côte de l'Estérel et des Maures en diminuant de hauteur pour descendre à moins de 6 m autour de l'embouchure du Rhône. Elle remonte à 13 m autour de Narbonne [38, 84, 128].

Un point remarquable, à l'extrémité de notre côte, est la Grotte du Prince à Grimaldi². La paroi montre une rainure littorale à 23 m, inclinée par un glissement ultérieur; au fond, plage à *Strombus bubonius* vers 12 m, surmontée de remplissage à Moustérien et faune chaude, puis Paléolithique supérieur et Renne. Nos deux niveaux tyrrhéniens suivis d'une régression qui s'entend sans peine comme pré-flandrienne.

Cependant il s'est commis ici une singulière méprise: on a dit que les Éléphants et Hippopotames n'auraient pu accéder d'eux-mêmes par l'étroite corniche actuelle, qu'il leur eût fallu devant la grotte un glacis beaucoup plus vaste; on a imaginé une « régression grimaldienne », qui aurait été jusqu'à l'isobathe actuelle 100 ou 200 m. Mais l'érosion a réduit la terrasse, elle était plus large à l'origine et pouvait suffire à la circulation, avant même que la mer se soit beaucoup abaissée. Et surtout, les restes conservés au Musée de Monaco ne sont que des pièces détachées, probablement produits de chasse, lesdits animaux ne sont pas venus eux-mêmes apporter des fractions de leurs personnes. Grimaldi ne donne aucune indication sur les mouvements négatifs de la mer.

La régression suivant le Quaternaire ancien est aussi sensible dans la vallée du Rhône, qui s'est creusée assez inégalement: des sondages ont révélé une cuvette à Pierrelatte, dernière manifestation de l'affaissement de ce lieu. Il y eut ensuite remblaiement jusque vers + 30 dans le cours terminal: le cailloutis de Fournès a livré dans sa partie profonde une molaire de *Elephas antiquus*; et à la terrasse de Beaucaire, cote 26, apparaît notre 1^{re} Basse-terrasse.

Autour d'Orange on distingue une terrasse de 35-40 m à Vouland près l'Ardoise, Champ de Manœuvres avec surélévation latérale; et des éléments de 30 m au plus, à Vouland également; ces deux niveaux doivent confluer pour aboutir à Beaucaire. Mais en amont ils se séparent: le premier entre Saint-Just et Saint-Marcel-d'Ardèche, par Montélimar et Loriol, 45 m, vers le Séminaire de Valence et le rebord au-dessus de Saint-Rambert de la terrasse de Lapeyrouse,

1. E. MAURY. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 133, p. 209. Séance du 9 novembre 1936.

2. M. BOULE. *Les grottes de Grimaldi*, 1906-10.

50 m. Le second par la Coucourde vers la terrasse de Romans, dont le rebord rhodanien est à 32 m et la partie haute de la « terrasse de Saint-Rambert ».

Un nouveau report en contre-bas, sans grande oscillation négative, aboutit à notre 2^e Basse terrasse, que nous synchronisons au Monastirien. Elle part des cailloutis de Maillane et du Pontet, autour d'Avignon, comprenant d'ailleurs la Crau de Miramas ; remonte à l'Ardoise, 17 m sur le Rhône, autour du confluent de l'Ardèche et à l'E de Pierrelatte, à Gournier près Montélimar, à Loriol 20 m ; à Valence, Vaugrand et Saint-Georges, 22 m, enfin de Saint-Rambert à Condrieu. Nous négligeons divers éléments secondaires.

Cette évolution ne comporte pas de grand cycle de creusement : l'ensemble est une masse puissante, comme cela se voit à Valence, à Tain, dont le sommet se découpe en gradins.

Flandrien. — La régression consécutive à — 25 ou 30 m s'affirme aux débouchés de la Siagne, de l'Argens, de l'Étang de Caronte [108] et le secteur languedocien offre des faits conformes. La transgression flandrienne a provoqué le comblement argilo-sableux de ces fonds de vallées, notamment la Camargue. D'ailleurs la position actuelle de la mer a été atteinte dès avant l'époque romaine et conservée depuis, comme le prouvent les restes archéologiques de Fréjus et Marseille¹ ; non sans admettre un écho tardif de la subsidence du Golfe du Lion, avec légère submersion à Fos.

LES RELATIONS FLUVIO-GLACIAIRES.

On a décrit le « cône de transition fluvio-glaciaire » comme si le sommet du « vallum » était un maximum d'extension à la fin d'un remblaiement, lors d'une vague de froid d'extension universelle. Aucune de ces propositions ne saurait être maintenue : autour de nos Alpes, la plus grande avancée glaciaire se place au sein du complexe fluvio-glaciaire, en avant du front externe ; il correspond à une phase de creusement, et les terrasses émanent d'appareils satellites en retrait. De grosses rectifications ont dû être apportées aux correspondances admises il y a une vingtaine d'années.

Le système fut alors célèbre des 4 ou 5 glaciations, fondé par

1. Une grave méprise de H. Parent, mélangeant des fragments de Basse-terrasse à des rebuts de cuisine, a fait croire à une submersion de 6 m des côtes provençales, depuis l'époque romaine : erreur fâcheusement diffusée par G. Dubois. Un prétendu relèvement de la mer à Marseille, au taux de 1 m par siècle, résulte d'une confusion faite par A. Bouchayer entre l'échelle de Saint-Jean qui est marine (zéro à — 0,33) et le nivellement Bourdaloue (zéro à + 0,07) : voir VIGNAL, *Ann. Ponts et Chaussées*, oct. 1955. Rappelons la divergence des nivellements Bourdaloue et Lallemand, prise comme indice de mouvements actuels, alors qu'il ne s'agit que d'erreur, au sens physique du mot. — Sur les découvertes de Marseille, note inédite de C. GOUVERNET.

Penck, et celles-ci raccordées par Depéret à autant de terrasses fluviales et finalement marines ; je l'avais suivi dans mes premières notes, aux détails près, et ce système est schématisé par la partie gauche du tableau ci-dessous. Au contraire dès 1924, G. Dubois met les formations de part et d'autre en alternance, partie droite du tableau :

Günz.....	Sicilien 100 m	
		Günz
Mindel.....	Milazzien 60 m	
		Mindel
Riss.....	Tyrrhénien 30 m	
		Riss
Würm.....	Monastirien 15 m	
		Würm
Bühl.....	Flandrien 0 m.	

Mais ce schéma même amendé doit subir de graves corrections :

1° Le Milazzien n'est pas un cycle distinct du Sicilien, mais seulement une station moins profonde du même [151].

2° Ni Günz ni Mindel ne sont reconnaissables en France, on ne connaît pas de transition fluvio-glaciaire avec les témoins morainiques élevés qui sont plutôt des écarts de la grande glaciation. Le seul stade glaciaire que nous puissions caractériser sur la Durance, à Embrun, avant le maximum, se présente bien différent du schéma de Penck [152].

3° Tyrrhénien et Monastirien se lient comme les Basses terrasses dont ils sont les équivalents marins, sans interposition de grande oscillation négative [100], ce qui ne permet guère de les séparer par la plus grande glaciation.

4° Au contraire le front externe, à Lyon comme à Sisteron, appartient à une masse fluvio-glaciaire qui passe dans le fond des vallées, antérieure aux Basses terrasses.

On proposera donc un autre schéma de correspondance, corrigeant mes publications d'avant 1935 :

Pénéplaine pliocène	
.....	1 ^{re} glaciation ?
Terrasses siciliennes, 100-60 m	
Régression chelléenne.....	Glaciation de Riss
Tyrrhénien I, 30 m	
Tyrrhénien II ou Monastirien, 15 m	
Régr. pré-flandrienne.....	Glaciation de Würm
Flandrien.	

Les faits connus ne caractérisent que deux glaciations, tout le reste n'est que vues de l'esprit ; et l'interglaciaire doit être beaucoup réduit. Entre le maximum de Sisteron et la position interne

à 10 km en arrière, la Durance n'a pas été libérée jusqu'à ses sources [120, 132], 10 à 20 km suffisent au recul anté-würmien. A Lyon, un lambeau de lœss coincé entre deux moraines avait pris la valeur de grand interglaciaire : il « indique seulement une légère oscillation du front glaciaire »¹. Quant aux argiles du Graisivaudan, de Chambéry, sur lesquelles F. Bourdier a récemment attiré l'attention, il reste à savoir ce qu'elles signifient.

Une illusion interglaciaire est née de ce qu'on a jugé d'après



FIG. 4. — Diagramme des variations quaternaires.

On a admis la composition d'une variation épirogénique (tireté) et d'une variation eustatique glaciaire (pointillé).

les petits glaciers subsistant au cœur de nos Alpes, hors de proportion avec l'énorme calotte de naguère. De meilleurs termes de comparaisons ont depuis été donnés, notamment l'Alaska, dont les détails se retrouvent très bien dans notre grande glaciation alpine. Il n'y a pas de ligne frontalière en deçà de laquelle tout est intégralement morainique : dans les limites du front s'associent toutes sortes de faciès. Éléments de glacier raccordés par un tronçon fluvial, fleuves et lacs sous-glaciaires arrivant à s'insérer entre deux moraines, formations latérales d'une redoutable complexité. En plein glacier il se fait des amas caillouteux sur la glace claire, et sur ces amas s'installe toute une végétation. Après fusion, on aura de singuliers mélanges,

1. M. GIGNOUX. Géologie stratigraphique, 3^e éd., p. 612, note 2.

et l'ancienne conception interpréterait comme récurrences chroniques ce qui est en réalité contemporain [152, 158].

On distingue la « moraine de poussée », qui peut se déporter loin en avant du front glaciaire; par contre, la nappe caillouteuse fluviale débute sans transition, en continuité du torrent sous-glaciaire; et celui-ci fossilisé paraîtrait un élément interglaciaire, remontant loin en dessus du front. Le détail varie d'ailleurs avec une surprenante rapidité.

Fluvio-glaciaire du Rhône et de l'Isère. — Nous supposons connus les travaux de Delafond, Depéret, Kilian et Gignoux, ainsi que la synthèse de Penck.

Le glacier s'est avancé jusqu'au site de Lyon et dans la vallée aujourd'hui morte dite : Bièvre-Valloire, en poussant devant soi des alluvions pré-glaciaires, au sein desquelles s'est établie la plus grande avancée : ce fait a été reconnu autour de Lyon, et récemment F. Bourdier a découvert de la moraine sous la terrasse de Tourdan, 7 km en avant du front externe. La plus grande avancée glaciaire correspond, non à un sommet de terrasse, mais au fond d'un remblaiement fluvial; et nous la synchronisons à la phase négative du Chelléen. Les appareils externes correspondent à un gonflement consécutif : ce sont, dans la Bièvre-Valloire, les moraines d'Antimont, coupée par l'érosion ultérieure de la terrasse de Tourdan et de Beaufort qui a conservé son émissaire fluvial.

La terrasse de Tourdan s'étage en dessus de celle de Lapeyrouse, qui reporte sa racine glaciaire plus en arrière (la Côte-Saint-André?). Or vers l'aval, la première, à pente plus forte, est percutée par la seconde qui, devant Anjou, paraît passer au-dessus d'elle. Et cette terrasse de Lapeyrouse n'est autre que la terrasse de 50 m du Rhône. Les terrasses de Saint-Rambert qui viennent ensuite — vers 30 et 20 m — remontent encore plus dans la Bièvre-Valloire et sont bien interglaciaires. On a donc des phases de recul après le vrai maximum, en même temps que les pentes fluviales diminuent, fait d'un changement de régime. Nous avons dit que cet ensemble venait confluer ou s'inverser à l'aval. De même vers Lyon, le front externe est moins avancé que ne sont les moraines profondes : de ce front émane une terrasse de 50 m environ, il est échancré par une de 30 m bien reconnue à Chasse avec faune malheureusement assez banale. On sait d'autre part que la partie profonde des alluvions liées au glaciaire possède *Elephas antiquus* et *Rhinoceros Mercki*.

On admettait cependant que la « terrasse de Saint-Rambert » passait aux moraines de Rives, le Würmien de l'Isère; et de même le passage des moraines internes de Lyon à ce qui est notre 2^e Basse terrasse. J'admets au contraire [157] que les émissaires würmiens vont en contre-bas de ces terrasses, sous la vallée actuelle, correspondant donc à la régression pré-flandrienne. Ainsi nos deux régressions correspondent aux deux glaciations, elles encadrent les Basses terrasses.

Comme datation, les gisements indiqués du Chelléen sont inutilisables ; mais on sait que la phase de Würm est consécutive au Moustérien de Cotencher, et que le Magdalénien correspond au stade de retrait de Bühl. Ces données se placent dans notre cadre.

Fluvio-glaciaire de la Garonne. — La correspondance est admise du Moyen-niveau aux moraines de Seilhan, en face Montréjeau (M. Boule) ; de même Garrabet sur l'Ariège (L. Mengaud) : nous croyons cependant devoir réserver l'équivalence exacte du Riss. Les niveaux 4 et 5, nos Basses terrasses, apparaissent en tout cas interglaciaires [156], modifiant l'attribution antérieure que le 5 serait l'émissaire de Würm), c'est l'équivalent du Tyrhénien.

Le Niveau inférieur, le 6, reçoit la soudure des cônes de transition de Camaroux (Würm) et Labroquère (Bühl?), de même Arignac et la Bernière sur l'Ariège : nous avons admis le passage de ce niveau sous les alluvions récentes. Ici encore, la seconde glaciation apparaît pré-flandrienne.

FAUNES, FLORES, CLIMATS.

La succession établie par Lartet, puis Boule, des faunes dites chaude et froide a été discutée. On a vu des indices d'alternances, poussées jusqu'au rythme climatique : par exemple dans la Somme, on a cru retrouver les quatre périodes glaciaires, chacune représentée par un détachement de la faune froide occupant le pays entre les retours interglaciaires de la faune chaude. Pourtant nous ne connaissons que deux glaciations et un interglaciaire réduit. Le système de récurrence, baptisant les gisements par combinaison de climat supposé à la hauteur corrigée, perd tout contact avec la réalité ; la légende tenace du rythme climatique glaciaire est cause de bien des erreurs.

La faune issue du Pliocène évolue de Saint-Prest à Abbeville et Chelles, c'est la « faune chaude » : *El. antiquus*, *Rh. Mercki* et l'Hippopotame. Ensuite vient la « faune froide » : *El. primigenius*, *Rh. tichorhinus* et le Renne ; mais en fait, le premier est déterminé par des molaires, évolutives sur *El. trogontherii* de la faune chaude et la démarcation est bien délicate, alors qu'on donne à chacun une valeur climatique. Les Rhinocéros n'ont pas de filiation, mais peuvent coexister ; il ne reste que le Renne de vraiment froid, comme l'Hippopotame est chaud. Mais les Mammifères se déplacent souvent hors de leur climat habituel, des mélanges ou alternances ne prouvent pas que celui-ci

ait changé ; II. Stehlin a noté qu'on avait tort de se fonder sur des pièces exceptionnelles, et non sur l'élément banal. Le même savant a repris toute la question, et nous renvoyons à son mémoire, tout à fait capital¹. Bien des « mélanges » d'ailleurs procèdent de remaniements, confusions ou fausses déterminations.

Ces réserves ne nous laissent pas de fait connu, qui indique la faune froide dans nos plaines avant l'Acheuléen ; et la flore, à la Celle-sous-Moret, plaide dans le même sens, on a pourtant franchi le cap de la grande glaciation. C'est durant un temps défini, passant de l'Acheuléen au Moustérien, que se fait la substitution des faunes, avec mélanges locaux ou récurrences. L'âge du changement varie, plus précoce si l'on s'élève en latitude ou altitude.

Sur les bordures glaciaires, les contrastes climatiques ne peuvent manquer d'être plus accusés, et c'est entre glaciers alpin et boréal, ou en bordure des Pyrénées, que se présentent les alternances de faunes. Ces faits grossis sont à la base de la théorie des 9 phases climatiques, dont Stehlin a fait justice ; et nous repoussons le principe d'attribuer toute poussée glaciaire à la généralisation d'une vague de froid.

Il y a plus d'un siècle, Lecoq² a posé le principe inverse : la progression glaciaire procède, non d'un refroidissement général, mais d'extension et renforcement du climat océanique avec plus grande réception de chaleur solaire ; d'où accroissement d'évaporation sur les mers et, par voie de conséquence, de condensation en altitude et latitude. Idée reprise dans certaines théories à vastes prétentions, ce qui a plutôt diminué sa force, nous entendons ici nous limiter au fait, trop souvent méconnu sous l'empire de théories contraires.

Le fait, c'est, durant l'avancée glaciaire et même après la plus grande extension, le contraste de deux domaines bien différenciés quoique voisins, domaine des plaines où se continue le régime chaud, exempt surtout de saison froide ; domaine périglaciaire qui, à mesure de l'avance des glaciers, a gagné sur l'autre. Vers le maximum — le Riss — il subsistait à côté un régime chaud, le Chelléen. Et comme les glaciers ont débordé par les vallées dans le domaine des plaines, on conçoit le contact de moraine et de tuf à Laurier des Canaries ou gravier à Éléphant antique,

1. A. DUBOIS et H. STEHLIN, *Grotte de Cotencher*, 1933. — Stehlin concède, sur sa « courbe du climat » de petites oscillations secondaires qui n'ont pas de nécessité, les récurrences locales apparaissant comme incidents de frontière.

2. H. LECOQ, *Des glaciers et des climats*, 1847. — Sur cette question voir H. BAULIG, *Ann. Géogr.*, 1935, p. 560 ; Y. GUILLIEN, *Soc. préhistor. France*, XLI, p. 60.

contemporains : comme le sont aujourd'hui les glaciers de Nouvelle-Zélande et les forêts de Fougères arborescentes où ils fondent. Par la suite cependant, le froid se généralise au Würm, comme s'il s'était à la longue diffusé des masses glaciaires : le plus grand froid se place en pleine récession, durant le Paléolithique supérieur avec installation de régime sec, le meilleur agent de destruction des glaciers. C'est alors que le Renne arrive à Grimaldi.

Et puis cette faune froide disparaît et laisse le pays, devenu forestier avec tourbières, à la faune actuelle dont certains res-sortissants n'avaient d'ailleurs jamais quitté les lieux.

TABLEAU DE CONCORDANCE

(altitudes relatives arrondies à 5 m)

	BASSIN DE PARIS	GARONNE	RHONE ET MÉDITERRANÉE
	Saint-Prest		Terrasses siciliennes
	Hautes terr. 40 à 60		
Faune	Abbeville, Montreuil	Cailloutis élevés	65 à 130
	Moy. terr. 30 à 40		Préglaciaire
à <i>Elép.</i>	Gravier de Chelles	Mor. de Seihan	Mor. externes
<i>antiquus</i>	0 à — 5	? Moyen-niv.	= Riss
	1 ^{re} Basse terr. 15 à 25	4 ^e terr.	Tyrrhénien I
	Créteil, la Celle	= Bordeaux	Terr.
	Saint-Acheul		25 à 50
Faune	2 ^e Basse terr. 10 à 15	5 ^e terr.	Tyrrhénien II
	Menhecourt, Sangatte	= Bruges	= Monastirien
à <i>Elép.</i>			5 à 20
<i>primigen.</i>	Régres. prélandrienne	Mor. de	Crau de Miramas
	— 30	Camaroux	Grenay, Rives
	Assise d'Ostende	Labroquère	= Würm
	Coquelles — 15		= Bühl ?
Faune	Ass. de Calais	niveau actuel	la Camargue
	Cordon des Pierrettes		dès I-II mill. A. C.
holocène	Ass. de Dunkerque		

BIBLIOGRAPHIE

1. Description des alluvions des environs d'Angers. *Soc. Ét. sc. Angers*, XLII, p. 87, 1914; XLVIII, p. 217, 1919.
29. Les alluvions du Bassin de la Loire. *Soc. géol. Bretagne*, II, p. 430, 1922.
32. Terrasses alluviales de la Garonne en amont de Toulouse. *XXXIII^e Congr. scient. Géogr.*, p. 47, 1923.

34. Contribution à l'étude du Quaternaire de France. *B. S. G. F.* (4), XXIII, 1923, p. 384.
46. Variations récentes et modernes du niveau marin sur les côtes françaises. XXXV^e Congr. scient. Géogr., p. III, 1926.
51. Les formations continentales de la Région orléanaise, 8^e, 1927.
53. Note sur la morphologie, sur l'origine et sur l'âge des terrasses toulousaines. *Soc. Hist. nat. Toulouse*, LVII, p. 346, 1928.
- 57-61. Les changements de niveau du territoire français à l'époque quaternaire. *Rev. scient.*, 67^e année, p. 585, et 68^e, p. 225 et 266.
- 69-74. Les corrélations des terrasses quaternaires et des époques du Pré-historique français. *Soc. archéol. Vendômois*, LXXX, p. 315, et LXX, p. 37, 1931.
84. Description des massifs de Marseilleveyre et de Puget. *Ann. Musée Marseille*, XXVI-5, 1934.
85. Observations sur la glaciation quaternaire et les terrasses de la région lyonnaise. *B. S. G. F.* (5), III, 1933, p. 555.
87. Les variations de l'époque quaternaire et les hypothèses astronomiques. LXIII^e Congr. Soc. sav. (déposé 1930, paru 1934).
97. Sur la répartition des basses alluvions dans la vallée de la Loire. *CR. Ac. Sc.*, 201, p. 975, 1935.
98. Sur la constitution des vals de la Loire et sur la signification des monticules insubmersibles. *Ibid.*, p. 1206.
100. Observations sur le Quaternaire moyen de la Méditerranée occidentale. *B. S. G. F.* (5), V, 1935, p. 559.
104. La structure de la région orléanaise et l'établissement du bassin de la Loire. *Rev. scient.*, p. 622 et 654, 1936.
105. Les vals de la Loire moyenne. *Soc. arch. Vendômois*, N. S., II, p. 57, 1936.
107. Cycle pliocène et surface topographique anté-quaternaire sur le sol français. *Ass. Géogr. franç.*, 106 p., 82, 1937.
108. Notes sur les sondages de Port-de-Bouc. *B. S. G. F.* (5), VI, 1936, p. 59.
114. La Crau, la Camargue et l'Étang de Berre. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, XI-I, 1938. — V. aussi *C. R. somm. S. G. F.*, 1938, p. 312 et 339.
120. Sur l'inexistence de grande phase interglaciaire dans la vallée de la Durance. *Ibid.*, 1939, p. 102.
122. Le problème des terrasses rhodaniennes. *Ét. rhodan.*, XV, p. 119, 1939.
128. Pliocène et Quaternaire du Bas-Rhône. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 203, p. 162, 1941.
— Notice sur les Recherches de Géologie, 1939-43 (distribué).
145. Quaternaire de la feuille de Saint-Gaudens ou 80.000^e. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 216, p. 305, 1944.
151. A propos des terrasses « siciliennes » et « milazziennes ». *C. R. somm. S. G. F.*, 1947, p. 136.
152. Le poudingue d'Embrun et l'histoire de l'ancien glacier de la Durance. *Ét. rhod.*, XXII, p. 131, 1947.
154. Terrasses de la Loire. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 221, p. 67.
156. Les relations fluvioglaciales en bordure des Pyrénées centrales. *C. R. somm. S. G. F.*, 1948, p. 216.
157. Sur les relations fluvioglaciales dans la vallée du Rhône. *Ibid.*, p. 240.
158. Leçons sur les temps quaternaires. Centre de documentation universitaire, 1948.

AMMONITES NOUVELLES DU MAESTRICHTIEN DU SÉNÉGAL

PAR J. Sornay ET F. Tessier¹.

PLANCHE VII.

Sommaire. — Description et figuration d'un *Engonoceratidae* nouveau : *Daradicerias gignouxi* nov. gen. nov. sp. et d'une espèce nouvelle de *Sphenodiscus* du Maestrichtien du Sénégal.

INTRODUCTION.

Dans une note antérieure², l'un de nous annonçait la découverte à Popenguine (Sénégal), d'une petite faune caractérisée essentiellement par *Roudaireia auressensis* Coq. (= *dru*i, selon certains auteurs), et *Cardita cf. beaumonti* D'ARCH., et concluait à un âge maestrichtien probable du niveau les contenant.

De nouvelles investigations ont amené la récolte de quelques spécimens d'Engonocératidés qui confirment la situation de ces couches dans le Crétacé tout à fait terminal. Le gisement de Popenguine a livré un genre nouveau : *Daradicerias* dont le type est *D. gignouxi*. A Bout un *Sphenodiscus* nouveau, le *S. corroyi* a été ramassé dans les déblais d'un puits.

Daradicerias, comme on le verra ci-dessous, particulièrement sa forme jeune, présente les plus grandes affinités avec les genres typiquement maestrichtiens *Lybicoceras* et *Indoceras*. Le genre *Sphenodiscus* apparaît avant le Maestrichtien mais le groupe de *S. acutodorsatus*, auquel appartient notre *S. corroyi*, est maestrichtien. Stratigraphiquement le niveau à *Daradicerias* paraît situé au-dessus du niveau à *Sphenodiscus*.

L'étude de ces fossiles a été menée à bien au Centre de Documentation et d'Études paléontologiques.

Nous tenons à remercier M. le général Collignon, de l'amabilité qu'il a témoignée en nous donnant son avis autorisé sur ces échantillons. M^{me} Basse de Ménorval a bien voulu nous faire bénéficier de ses conseils et nous procurer quelques références bibliographiques qui nous manquaient, nous l'assurons de notre gratitude.

1. Note présentée à la séance du 21 mars 1949.

2. F. TESSIER. Sur l'existence d'un niveau maestrichtien au Sénégal. *CR. Ac. Sc.*, t. 222, 1946, p. 505-506.

DESCRIPTION DES ESPÈCES.

Daradiceras n. g.

Représenté par deux individus : un demi-tour jeune (diam. 5 cm) et une portion de tour adulte (diam. env. 11 cm).

Stade jeune à tours étroits, à section comprimée. Forte carène bordée par deux méplats s'affrontant à angle aigu. Au fur et à mesure de la croissance, la section s'élargit, les flancs tendent à devenir parallèles, l'angle des méplats dorsaux devenant très ouvert le dos s'aplatit, la carène diminue d'importance.

Cette évolution de la forme du tour est comparable à celle qu'on observe dans le genre *Coahuilites* Böse.

Au diamètre de 5 cm, les flancs sont ornés de 8-9 côtes par demi-tour, larges, s'évanouissant du côté de l'ombilic et se renflant au voisinage du dos en tubercules allongés radialement. A un stade plus jeune, dont la fin seule est visible sur le plus petit échantillon, les côtes sont à peine tuberculées, larges et se poursuivent jusque vers l'ombilic avec un point de rebroussement au milieu des flancs. Au stade adulte, représenté par le grand échantillon, les côtes disparaissent et seuls les tubercules persistent en s'affaiblissant.

Ce genre montre en outre un caractère morphologique remarquable. La base du dernier tour se renfle de manière à masquer complètement la région ombilicale et les tours précédents. Ce renflement basal, encore peu accusé sur le plus jeune des échantillons, s'exagère énormément sur l'individu adulte où la région ombilicale est occupée par une protubérance arrondie se raccordant doucement avec les flancs et déprimée en son centre. Nous ne connaissons aucun exemple d'une telle morphologie de la coquille chez les *Neoammonoidea* et il est regrettable que les matériaux trop incomplets n'en permettent pas une description plus précise.

La ligne suturale, visible sur la plus petite des deux pièces, est du type *Engonoceratidae*. Son dessin général la rapproche de celle de *Lybicoceras*, mais elle en diffère par l'existence d'une forte incision dans la branche siphonale de la selle externe. Les autres selles (au nombre de 6 ou 7 ?) sont entières, arrondies, vaguement réniformes ; les lobes, assez longuement pédunculés, s'étalent ensuite en nombreuses digitations.

AFFINITÉS. — Si on laisse de côté la forme externe qui ne permet de rapprocher *Daradiceras* d'aucun genre connu, la cloison, au contraire, conduit sans conteste à en faire un *Engonoceratidae* et, plus précisément, à le placer au voisinage immédiat du groupe principalement maestrichtien que forment *Lybicoceras* HYATT, *Indoceras* NOETLING, *Coahuilites* BÖSE et *Sphenodiscus* MEEK.

GÉNOTYPE : *Daradiceras gignoux* nov. sp. (pl. VII, fig. 5-9, et fig. 1 (1) dans le texte).

Daradiceras sp.

Pl. VII, fig. 1-4, et fig. 1 (2) dans le texte.

Un petit individu (diam. 3 cm) venant du même gisement que les deux échantillons précédents, montre une ornementation costulée, en tout point comparable à celle de la partie jeune du plus petit des

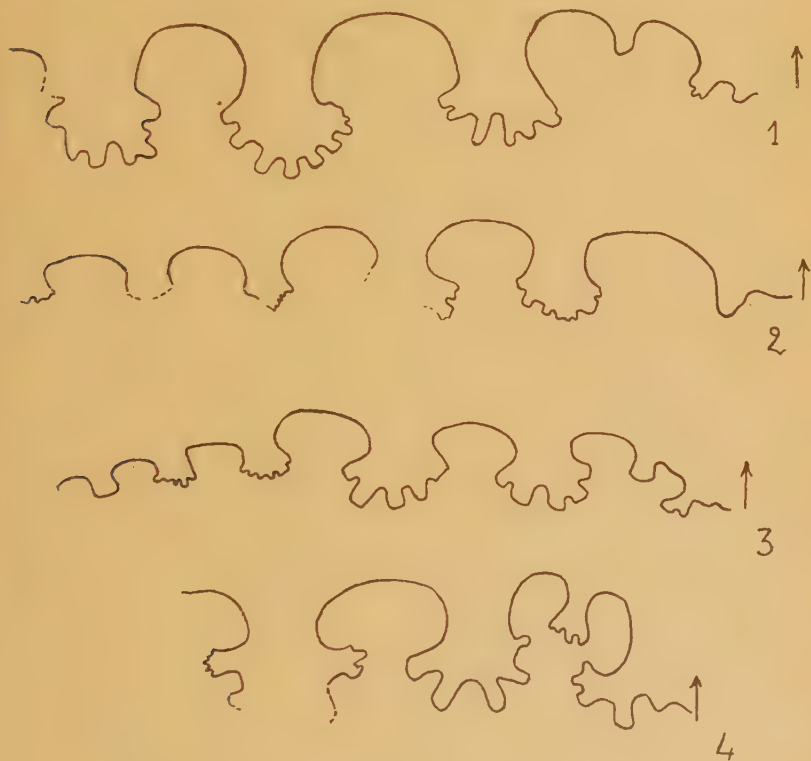


FIG. 1.

- | | |
|---------------------------------|------------------------------|
| (1) <i>Daradiceras gignoux</i> | jeune au rayon de 25 mm env. |
| (2) <i>Daradiceras</i> ? sp. | au diamètre de 2,7 cm. |
| (3) <i>Sphenodiscus corroyi</i> | au rayon de 14 mm. |
| (4) — — | au diamètre de 36 mm. |

exemplaires de *D. gignoux* étudiés plus haut : 16-17 côtes plates faiblement tuberculées vers l'extrémité dorsale, avec un fort point d'inflexion au milieu des flancs. En général une côte sur deux seulement atteint l'ombilic. Les tours sont très embrassants et l'ombilic punctiforme.

La section change très vite. Sur la partie jeune elle est lancéolée, tranchante. A ce stade les côtes ne montrent pas de tubercules appréciables. Puis deux méplats apparaissent de part et d'autre de la carène qui s'individualise en même temps que les tubercules dorsaux. Simultanément la section s'élargit et les flancs deviennent parallèles. On rejoint ainsi le plus jeune stade d'ornementation de *D. gignouxii*. Mais il n'y a pas de renflement ombilical sensible. La ligne suturale est très comparable à celle de cette dernière espèce mais la branche siphonale de la selle externe est entière ce qui est très probablement un caractère juvénile.

Selon toute vraisemblance l'échantillon en question représente un des premiers stades de *D. gignouxii* mais, n'ayant pu voir le passage d'une des formes à l'autre, nous avons préféré le laisser, au moins provisoirement, en dehors de l'espèce et le décrire à part.

Sphenodiscus corroyi, n. sp.

Pl. VII, fig. 10-11, et fig. 1 (3, 4) dans le texte.

Représenté par un jeune individu (diam. 3, 9 cm) dont la région siphonale est détruite sur 1/3 de la longueur environ. /

Forme discoïde à tours très embrassants, ombilic très petit, section lancéolée dans la partie jeune du tour, tendant ensuite à former deux méplats de part et d'autre de la région siphonale carénée, toujours tranchante. Carène pleine.

Ornementation formée de larges côtes assez floues, décrivant une inflexion vers l'avant et se renflant en tubercules allongés dans la région ombilicale; une rangée de gros tubercules mousses bordant les flancs de part et d'autre de la carène et n'apparaissant qu'au deuxième tiers du tour; on compte 4 de ces tubercules sur l'échantillon étudié et leur nombre est supérieur à celui des tubercules ombilicaux.

Lobe siphonal large à deux branches formant un angle très ouvert. Selle externe grande, divisée en deux branches par un lobe adventif profond et la branche ventrale elle-même subdivisée en deux branches secondaires d'aspect phylloïde et dont l'ombilicale s'incline fortement vers la carène. La seconde branche principale de la selle est entière ainsi que toutes les selles auxiliaires (au nombre de 5 ou ? 6). Toutes sont réuniformes. Lobes pincés à la base, s'élargissant ensuite beaucoup avec courtes expansions digitiformes. Premier lobe latéral beaucoup plus important que les autres. Ligne suturale droite.

AFFINITÉS. — Par ses caractères externes cette forme se rapproche de certains *Sphenodiscus* très ornés décrits par Böse¹ du Maestrichtien du Texas et du Mexique ainsi que des représentants

1. Böse. Cretaceous Ammonites from Texas and northern Mexico. *Univ. Texas Bull.* (1927), n° 2748, p. 143-312, 18 pl.

du genre *Coahuilites* BÖSE dans la même région. Mais, outre qu'on ne peut l'identifier avec aucune de ces espèces américaines, les caractères de sa ligne de suture l'en écartent complètement. La forme américaine ne montre en effet aucune trace d'incisions sur les selles auxiliaires non plus que sur la branche ombilicale de la selle externe, contrairement au cas des *Sphenodiscus* et des *Coahuilites*.

Par contre, ce type de suture est connu dans *Sphenodiscus acutodorsatus* NOETLING¹ et *S. (?) spathi* PICARD², le premier du Sénonien supérieur du Bélouchistan, le second du Maestrichtien de Palestine. Comme Böse et Picard nous serions d'avis de séparer du genre *Sphenodiscus* les deux espèces précitées du fait des caractères très spéciaux de leur suture. Mais, n'ayant pas vu les échantillons correspondants nous les laissons provisoirement dans le genre *Sphenodiscus*. Nous ferons remarquer enfin que la forme sénégalienne, très proche par sa cloison de *S. acutodorsatus* NOETL. et de *S. ? spathi* PICARD, s'en écarte par son ornementation, ces deux espèces étant pratiquement lisses.

EXPLICATION DE LA PLANCHE VII

- FIG. 1-4. — *Daradicerias* ? sp. SOHN. et TESS.
 FIG. 5-6. — *Daradicerias gignouzi*, grand individu.
 FIG. 7-9. — *Id.*, petit individu.
 FIG. 10-11. — *Sphenodiscus corroyi* SOHN. et TESS.

1. NOETLING. Fauna of the upper cretaceous (maëstrichtian) beds of Mari Hills. *Pal. Indica* (1896), Ser. 16, Vol. I, Part 3, 79 p., 23 pl.

2. PICARD L. On upper cretaceous (chiefly maëstrichtian) Ammonoidea from Palestine. *Ann. Mag. nat. Hist.* (1929), t. 3, n° 17, p. 433-56, 11 fig., 2 pl.

GÉOLOGIE DU FEZZAN ORIENTAL

PAR M. Lelubre¹.

PLANCHE VIII.

Sommaire. — Une grande transgression dont la phase d'extension maxima se place au Lutétien a envahi le sillon de Syrétique, descendant à l'E du Fezzan jusqu'au pied septentrional du Tibesti. Il existe là une zone de subsidence qui a joué au moins durant tout le Tertiaire avec, en profondeur, des accidents cassants NW-SE marqués par un important volcanisme basaltique. Les grands traits du relief, esquissés lors de la transgression crétacée, se sont fixés à l'Éocène moyen; le caractère endoréique du Fezzan oriental s'est maintenu depuis la phase de régression.

Les vastes régions désertiques qui s'étendent à l'E du Fezzan restèrent totalement inconnues jusqu'à l'occupation de Koufra par les Italiens. En 1931 A. Desio [2] y découvrit l'existence d'un grand bassin éocène, prolongement méridional de celui de Syrétique et de Cyrénaïque; puis en 1940 il en montra l'extension vers le S jusqu'au pied septentrional du Tibesti.

Ayant eu l'occasion depuis 1945 de faire des observations nouvelles, je résumerai dans cette note nos connaissances sur la géologie de ces régions².

LE BASSIN ÉOCÈNE.

L'Éocène recouvre toute la partie orientale du Fezzan, s'étendant à l'E jusqu'en Égypte.

La bordure occidentale de ces formations est bien marquée par la falaise du Dor El Gani, sensiblement NS au S du Djebel es Soda, s'infléchissant vers l'E au parallèle de Tmessa. Puis elle se suit vers le S, passant à l'W de Ouau el Kebir, de plus en plus mal marquée dans le Sérir Tibesti. La limite de l'Éocène tourne vers l'E au niveau du 23^e parallèle, puis remonte au NE, suivant à distance le pied occidental de la falaise du Dohone. Elle disparaît ensuite sous l'erg de Taizerbo.

De grands massifs volcaniques recouvrent en partie les forma-

1. Note présentée à la séance du 21 mars 1949.

2. M. le professeur J. CUVILLIER a eu l'extrême obligeance de déterminer les fossiles recueillis; je l'en remercie bien vivement.

tions éocènes. Le plus important est le Haroudj el Asoued qui s'étend entre Zella, El Fogaha et l'W de Tmed Bou Hachichia, s'effilochant au S en massifs isolés jusqu'au cratère de Ouaou en Namous. Au SE, de vastes coulées basaltiques recouvrent l'Éocène, grès paléozoïque et cristallin dans le Dohone. Au NW, c'est le Djebel es Soda dont les basaltes débordent largement sur le Crétacé du Tinr'ert.

Le bord méridional du bassin dépasse 600 m d'altitude au pied du Dohone; l'altitude descend au voisinage de 500 m dans le Sérir Tibesti, atteint à peine 400 m vers Bir el Maarouf pour tomber au-dessous de 200 m entre ce puits et Tmed Bou Hachichia. A l'W du Haroudj, le plateau éocène dépasse 500 m, mais s'abaisse à moins de 300 m dans la Giofra. A l'E du Haroudj, on retrouve l'Éocène à une altitude de 300 m, descendant à moins de 200 m plus à l'E et à moins de 100 m vers Marada.

La surface de l'Éocène constitue donc une vaste gouttière descendant du pied septentrional du Tibesti vers le fond de la Syrte. C'est en fait un pays extrêmement plat, où les seuls reliefs non volcaniques sont des plateaux peu élevés ou des gour tabulaires, séparés par de vastes cuvettes à fond plat de « fech-fech » formé par des marnes gypsifères pulvérulentes.

Il n'existe pas de réseau hydrographique ordonné. Les quelques oueds issus des hauteurs du Haroudj se perdent dans des dépressions fermées. Mais le plus souvent il n'y a aucun lit d'oued, les ravinements se terminant dans de vastes dépressions sans écoulement. Il est à remarquer que les grandes vallées du Fezzan, comme le sillon de Mourzouk-Tmessa ou celui du Chati, ne se marquent en rien dans la topographie de l'Éocène.

LES AFFLEUREMENTS ÉOCÈNES.

Bordure occidentale. — Les formations éocènes recouvrent à l'W les Grès de Nubie qu'elles dominent par une falaise d'une trentaine de mètres dont la coupe, le long de la piste chame-lière d'Oum el Abid à El Fogaha, est la suivante :

8. — banc calcaire jaunâtre fin ;
7. — marnes schisteuses verdâtres ;
6. — banc de calcaire blanc ;
5. — grès et marnes vertes, tendres, schisteusés ;
4. — grès grossiers à ciment calcaire ou marneux ;
3. — banc de grès compact, avec lentilles de grès ferrugineux ;
2. — marnes gréseuses ;
1. — grès compacts.

La base de la série est ordinairement cachée par des grès à ciment calcaire qui s'étendent vers l'W en colmatant les irrégularités de la surface des Grès de Nubie, puis vont former de grands placages, surtout calcaires, dans le Chati. Ces formations, qui se rattachent aux « Calcaires de Mourzouk » semblent bien raviner l'Éocène.

Le plateau calcaire qui s'étend à l'E est creusé de grandes dépressions fermées dont le fond plat est débarrassé de toute alluvion. La plus importante, celle d'El Heira, a 25 km du N au S sur 4 à 5 km de large. La falaise NW, haute de 70 m, montre :

11. — calcaire blanc au sommet;
10. — calcaire en plaquettes, à traces de pistes indéterminables;
9. — calcaire blanc à *Ostrea multicosata* DESH.;
8. — calcaire lité;
7. — calcaires jaunes lités à traces de pistes indéterminables;
6. — grès jaunes;
5. — grès stratifiés à *Ostrea* cf. *cossmanni* DOLLF., *O. gryphina* DESH.; grès salifères;
4. — calcaires à Oursins, en grosses lentilles;
3. — grès jaunes fins lités à traces indéterminables;
2. — calcaires à *Nummulites globulus-guettardi*, *Tellina* sp. aff. *zitteli* M.-E., etc.;
1. — marnes vertes gypsifères formant le fond de la dépression.

A. Desio a donné une coupe semblable au SE de la dépression [2, p. 183]. La dépression d'El Fogaha, qui se trouve à 40 km à l'E, est tout à fait analogue. C. Chiesa en a donné la coupe suivante, prise à l'E du village [3, p. 113].

13. — grès jaunes avec restes de fossiles (4,5 m);
12. — calcaire jaune clair sans fossile (1,2 m);
11. — grès clairs à moules de *Lucina* (2 m);
10. — calcaire marneux compact (0,5 m);
9. — grès schisteux clairs (6 m);
8. — argile verte gypsifère (8 m);
7. — marnes claires à *Operculina*, Échinides et Huîtres (2 m);
6. — argiles gypsifères, gréseuses (4 m);
5. — calcaire farineux blanc à Échinides et Lamellibranches (4,5 m);
4. — marnes calcaires claires à Lamellibranches et Gastropodes (*Cerithium serapidis*) (3 m);
3. — argile verte gypsifère (1,2 m);
2. — marnes claires à *Operculina* (1,8 m);
1. — argile verte gypsifère.

Le plateau éocène est recouvert à l'E par les coulées basaltiques du Haroudj el Asoued. Il s'étend vers le S avec les mêmes

caractères, très raviné au NW de Tmessa, puis devenant très étroit entre les massifs volcaniques et les reliefs du Dor el Goussa (Grès de Nubie), toujours très fossilifère¹.

Le S du Haroudj el Asoued. — Au S du massif volcanique, le plateau s'étale largement, limité à l'W de Ouau el Kebir par une petite falaise qui domine d'une vingtaine de mètres les grès paléozoïques du Meherchema. Il est creusé encore de dépressions fermées dont la mieux marquée est celle de Ouau el Kebir : la falaise à l'W du fort, haute de 80 m, montre la coupe suivante :

9. — croûte calcaire au sommet ;
8. — banc calcaire blanc bréchique ;
7. — banc de calcaire crayeux à cassure conchoïdale ;
6. — marnes vertes ;
5. — calcaire gréseux feuilleté ;
4. — banc de calcaire jaune, tendre, fossilifère, formant gradin ;
3. — marnes vertes ;
2. — niveaux de marnes gréseuses avec épisodes de grès feuilletés à traces indéterminables ;
1. — marnes vertes, gypsifères à la basé, formant le fond de la dépression.

Dans le niveau 4, A. Desio a recueilli *Vulsella crispata* FISCH., *V. cf. eymari* D'ORB., *V. cf. zitteli* M.-E., *Deuteromya cf. intus-triata* D'ARCH., *Ostrea grazianii* DESIO, *O. dainelli* DESIO 2, p. 187] ; dans le niveau 1, C. Chiesa a recueilli un Foraminifère attribué à *Operculina alpina* var. *multisepta* SILV.

Le plateau est très raviné plus à l'E. creusé de dépressions peu profondes colmatées par des dépôts gréso-calcaires à coquilles, eux-mêmes ravinés.

Le massif volcanique se termine au S vers le Guelb el Djemel, mais des lambeaux basaltiques isolés les uns des autres continuent jusqu'à Ouau en Namous. Les coulées recouvrent le plateau calcaire qu'entaillent des dépressions au fond desquelles affleurent des marnes gypsifères. On y trouve des niveaux calcaires extraordinairement riches en *Ostrea multicosata* DESH. Les couches semblent largement ondulées, sans que les pendages dépassent 2°.

Une des plus vastes dépressions se trouve au N de Ouau en Namous, large de plus de 20 km ; le fond est toujours formé de

1. Rappelons que dans cette région, des renseignements indigènes avaient signalé à Horneman, en 1796, l'existence de grands animaux fossiles, renseignements confirmés ensuite par DUBUYER, et que j'ai moi-même recoupés.

marnes gypsifères, avec des bancs calcaires riches en *Ostrea* aff. *stefaninii* DESIO, *O. elegans* DESH., *O. aff. recta* OPP., Gastropodes, etc. Le plateau reprend au S, et on peut y observer la partie supérieure de la série qui se termine par des épisodes continents : grès à bois silicifiés.

C'est ce plateau qui est troué par le grand cratère d'explosion de Ouao en Namous, déjà décrit par A. Desio. A quelques kilomètres au SW se trouve un autre groupe de cratères. L'un de ces trous a 1 km environ de diamètre; le fond est sableux, le cône montre des couches plongeant vers l'extérieur de plus de 30°; on y voit des alternances de cendres basaltiques et de blocs de calcaire éocène fossilifère, dans une masse de sel gemme.

Le SE du bassin. — A. Desio a donné une description de la région située à l'E de Ouao en Namous [2, p. 194]. A l'orient du cône de cendres se développe un reg calcaire avec bois silicifiés épars, avec de petits affleurements de calcaires à *Gryphaea histrio* M.-E. Puis un plateau calcaire s'étend jusqu'à Bir el Maarouf. Le Djebel Maarouf montre à la base des argiles vertes à Gastropodes supportant des calcaires à stratification entrecroisée. Le Djebel en Nous est semblable et A. Desio en a donné une coupe détaillée. Ce ne sont que des témoins ravinés du vaste plateau qui s'étend jusqu'aux dunes du grand erg de Taizerbo, dans les gassis duquel on retrouve des affleurements calcaires à bois silicifiés.

Sur la bordure orientale du Haroudj el Asoued on ne possède encore aucun renseignement précis.

La région méridionale. — Il semble que l'Éocène constitue la majeure partie du Serir Tibesti, mais il est généralement recouvert par le reg.

Au pied septentrional du Tibesti, A. Desio a trouvé les premiers affleurements calcaires à une cinquantaine de kilomètres des ultimes reliefs cristallins du Taanoa; puis 25 km plus au N, des argiles marneuses avec niveaux calcaires.

Plus au N, à 200 km au S de Ouao el Kebir, A. Desio a reconnu l'existence de reliefs constituant une « ample coupole à grand rayon de courbure » ravinée par de petits ouadi [4, p. 70]. Les escarpements montrent une alternance de marnes gypsifères et de calcaires gréseux renfermant une faunule étudiée par Carla Rossi [9].

C'est sur le talus occidental du Dohone que l'Éocène redevient bien visible. A l'W de l'enneri Mouzorké, j'ai observé la série suivante :



FIG. 1. — Esquisse géologique du Fezzan oriental et des régions avoisinantes (partie septentrionale d'après A. Desio [3]).

Légende: 1 : Antécambrien ; 2 : grès paléozoïques (grès inférieurs ; g. schistes à Graptolites ; grès supérieurs) ; 3 : d, Dévonien marin, c, Carbonifère marin (Dinantien) ; 4 : t, Trias, j, Jurassique ; 5 : Grès de Nubie ; 6 : Crétacé marin ; 7 : Eocène marin ; 8 : Oligocène ; 9 : Miocène ; 10 : Calcaires de Mourzouk ; 11 : Quaternaire ; 12 : Roches volcaniques.

7. — calcaires compacts ;
6. — marnes vertes gypsifères ;
5. — calcaires jaunes ;
4. — calcaires fossilifères et lumachelles ;
3. — calcaires jaunâtres et calcaires rouges ;
2. — calcaires multicolores ;
1. — grès à nodules et tubulures, à stratification entrecroisée, discordants sur les granites.

L'épaisseur de la série dépasse ici 200 m ; le plongement est de 4 à 5° vers le NW. Des coulées basaltiques recouvrent les sommets de ces reliefs qui s'abaissent vers le N.

Plus au N, dans la vallée de l'enneri Eguei, on retrouve une série semblable, comportant vers le haut des calcaires à grandes Huîtres.

Enfin dans le Serir Tibesti, entre l'enneri Eguei et Ouau en Namous, affleurent des calcaires et grès continentaux à bois sili-cifiés du Continental terminal.

STRATIGRAPHIE.

Les observations résumées précédemment sont encore trop fragmentaires pour permettre d'établir une stratigraphie précise. On peut toutefois dégager quelques caractères d'ensemble.

Les faunes recueillies appartiennent nettement à l'Éocène moyen, au Lutétien. Quelques formes, comme *Ostrea recta*, *Tellina*, sont bartoniennes en Égypte, mais ne sont pas suffisamment caractéristiques. L'ensemble de la faune est très voisine de celle d'Égypte étudiée par M. J. Cuvillier [4] : c'est la faune libyque.

Il semble bien qu'on retrouve à peu près les mêmes niveaux dans tout le Fezzan oriental. Dans ses premières publications, A. Desio avait cru reconnaître de l'Éocène inférieur, moyen et supérieur, mais ses dernières études et celles de ses élèves concluent aussi à l'Éocène moyen [5]. Si l'on ignore les phases premières de la transgression, on peut donc dire qu'elle a atteint son maximum au Lutétien ; la série se termine par des épisodes continentaux dont il est difficile de préciser l'âge.

Les faciès observables sont peu variés. Ils sont de plus en plus gréseux quand on se rapproche des bords du bassin, où l'on trouve fréquemment des faciès littoraux. Les calcaires deviennent plus importants vers l'intérieur ; cependant les faciès restent toujours détritiques dans l'ensemble et sub-lagunaires (marnes gypsifères et salifères) ; les couches supérieures sont des cal-

caires compacts qui sont peut-être en partie des croûtes superficielles.

Il convient d'ajouter que le ravinement de ces formations est trop peu important pour qu'on puisse observer les assises de base dans l'intérieur du bassin. Les entailles les plus profondes ne dépassent guère 80 m; cependant dans la région de Ouau el Kebir par exemple, on observe un accroissement d'épaisseur rapide (de 20 à 80 m sur moins de 5 km); d'autre part les pendages, quoique très faibles, montrent que l'épaisseur augmente vers le centre du bassin. Enfin il existe certainement en profondeur des masses de sel importantes vers Ouau en Namous.

Dans l'ensemble, les formations éocènes apparaissent sub-horizontales. Il existe pourtant de grandes ondulations d'ensemble que l'examen des pendages met en évidence. On observe aussi localement des plissements plus marqués qui peuvent être dus simplement à l'abondance de gypse ou de sel dans certaines formations.

Enfin on peut interpréter les grandes dépressions fermées, telles que celle d'El Heira, comme étant dues à des dômes d'origine tectonique démantelés par l'érosion et déblayés par les actions éoliennes. Le simple examen de l'allure de la surface topographique actuelle montre d'ailleurs l'existence de déformations d'ensemble.

PALÉOGÉOGRAPHIE.

J'ai montré qu'au Tibesti septentrional le cristallin était déjà largement dégagé lors de la transgression éocène, et que la falaise gréseuse du Dohone dominait la mer de plus d'une centaine de mètres [6]; c'est là un fait de première importance. On peut remarquer, de plus, que l'apparition du cristallin traduit l'existence d'un vaste bombement, qui se marque aussi par le plongement des couches de couverture et par de longues failles; or, le plongement occidental des grès du NW du Tibesti se retrouve au Fezzan oriental, où il affecte non seulement le Paléozoïque mais aussi les Grès de Nubie: ceux-ci sont gauchis et la cuvette de Mourzouk est une cuvette tectonique. Il est donc permis de penser qu'il y a eu des mouvements à l'Infra-Crétacé (le Crétacé marin est, de plus, discordant sur les Grès de Nubie au NW du Fezzan). Le bombement du Tibesti semble donc d'achèvement infra-crétacé, et avoir affecté aussi le Fezzan oriental.

Le ravinement de cette région est sans doute lié à la trans-

gression marine crétacée. On ignore encore jusqu'où elle s'est avancée vers le S de la Libye, aucun témoin n'en étant connu au S de la Hamada du Tinrert ; cependant on peut se demander si elle ne s'est pas étendue au S de la Syrtique dans un vaste sillon déjà en voie de formation, les dépôts en ayant été généralement enlevés par l'érosion postérieure. En tout cas, la mer crétacée a servi certainement de niveau de base à une érosion considérable, drainant le S de la Libye par trois grandes gouttières : celle du Tibesti septentrional, celle de Mourzouk-Tmessâ et celle du N du Messak.

Les travaux des géologues italiens [5, 8] ont montré que dans la Giofra, il y a de nombreuses lacunes vers le haut de la série marine crétacée : l'Eocène moyen marin y repose sur des niveaux continentaux intermédiaires. Il y a donc eu des mouvements vers la fin du Crétacé, et il semble probable qu'ils ont continué durant l'Eocène, approfondissant le sillon. En effet le Crétacé, presque horizontal dans le Tinrert, s'abaisse considérablement vers l'E et va passer sous l'Eocène assez brusquement ; la simple disposition de l'Eocène montre que s'était constituée une vaste gouttière au S de la Syrtique.

La mer s'est étendue à son maximum au Lutétien, mais il n'est pas actuellement possible de suivre les phases de la transgression, l'érosion ultérieure n'en ayant nulle part décapé suffisamment les dépôts. On connaît la physionomie de la mer lutétienne : mer peu profonde, épicontinentale, avec des dépôts détritiques (surtout vers les bords) et zoogènes ; les caractères de la faune confirment ces aspects. La mer semble avoir été largement ouverte vers l'Égypte ; au contraire, elle était probablement dominée par des reliefs montagneux à l'W et au S ; toutefois on ne peut rejeter l'hypothèse qu'il y ait eu au S, par endroits, des communications avec la mer éocène du bassin paléotchadien. L'érosion post-éocène a été faible dans l'ensemble, et l'étude des bordures actuelles montre qu'elles doivent être bien peu différentes des limites de la mer.

Le creusement fluvial a dû reprendre avec la mer éocène comme niveau de base, mais s'est sans doute interrompu avec la régression. En effet, les faciès continentaux (grès et calcaires à bois silicifiés), peu épais, sont souvent bien conservés, recouverts parfois par les coulées basaltiques ; on a ainsi un élément de comparaison pour juger de l'importance du creusement. Or on ne constate nulle part l'existence de vallées ayant raviné ces formations pour rejoindre la mer subsistant plus au N. Les oueds issus du Tibesti se sont épandus sans parvenir à se creuser un

lit dans le Serir Tibesti, antérieurement aux grands épanchements basaltiques, et le creusement postérieur a été très faible en général, comme on peut le constater dans le Dohone. Dans la région de Ouaou, le creusement postérieur aux venues basaltiques s'est effectué en bassins fermés et atteint à peine, localement, quelques dizaines de mètres.

A l'W, les oueds sont venus buter contre la falaise rapidement formée aux bords des terrains éocènes exondés et aussitôt ravinnés, mais sans parvenir à la franchir; en effet, cette falaise n'est nulle part traversée par des vallées, ni ne porte les traces de vallées fossiles ayant pu aboutir à la mer. Ainsi se sont sans doute formés de vastes lacs dans la région de Mourzouk-Tmessa et le Chati, où se déposaient matériaux détritiques et calcaires lacustres. Telle serait, à notre avis, l'origine des « calcaires de Mourzouk » et des « calcaires du Chati » sans qu'on puisse encore préciser l'âge entre l'Éocène supérieur et le Mio-Pliocène; mais leur liaison avec la régression éocène semble fort probable [7].

Il semble que l'établissement d'un régime désertique ait suivi de peu et que les grands ergs aient commencé de se constituer dès la fin du Tertiaire. On ne connaît rien de précis sur la période qui s'étend de l'Éocène moyen à la fin du Tertiaire au Fezzan. Les transgressions marines dont les géologues italiens ont précisé les limites en Syrtique et en Cyrénaïque n'ont guère dépassé Marada vers le S.

Mais ceci montre que le sillon de Syrtique a continué de bouger après la régression éocène. L'examen de la surface topographique de l'Éocène montre avec évidence des déformations : les bords dépassent 500 m d'altitude, alors que le centre, à l'E du Haroudj el Asoued, n'atteint pas 200 m. Ces déformations sont sans doute en relation avec les transgressions observables plus au N.

De plus il faut envisager le volcanisme qui s'est établi postérieurement à l'Éocène moyen. On est frappé par le remarquable alignement de tous ces massifs dans la direction NW-SE; rappelons que c'est également la direction des accidents hercyniens de l'Ajjer (Djanet par exemple), aussi peut-on penser au jeu en profondeur d'accidents anciens.

Il semble bien que, comme au Sahara central, il y ait eu une phase humide marquée vers la fin du Tertiaire et le début du Quaternaire, amenant un renouveau d'activité des cours d'eau. Mais l'érosion s'est toujours exercée en bassins fermés, déblayés antérieurement sans doute par les actions éoliennes tandis que

se constituèrent des ergs. On a la preuve de l'existence de bassins lacustres où pullulait *Cardium edule*, ravinant profondément les calcaires du Chati [7]. Mais les modifications géographiques d'ensemble semblent très réduites, puisque les formations éocènes ont été à peine entamées.

En résumé, on retrouve au Fezzan oriental une succession de mouvements épirogéniques : bombement d'achèvement infra-crétacé, puis affaissement provoquant la transgression lutétienne, ensuite une série de mouvements amenant la régression de l'Eocène et la transgression miocène plus au N, liés à une activité volcanique importante. Tous ces mouvements semblent bien traduire des déformations du substratum, mais suivant des directions subméridiennes ou NW-SE, qui sont des directions tectoniques hercyniennes et même antécambriennes. Si l'on peut songer à les mettre en rapport avec l'orogénèse alpine (prise au sens large, il paraît probable, en tout cas, qu'ils ont été dirigés par des accidents profonds du vieux socle africain.

BIBLIOGRAPHIE

1. CUVILLIER (J.). — Révision du Nummulitique égyptien. *Mém. Inst. Égypte*. Le Caire, t. XVI, 1930.
 2. DESIO (A.). — Studi geologici sulla Cirenaica, sul Deserto Libico, sulla Tripolitania e sul Fezzan orientali, *Miss. Sc. R. Ac. Ital. a Cufra*, Roma, t. I, 1933.
 3. — Le nostre conoscenze geologiche sulla Libia sino al 1938. *Ann. Mus. Libic. St. Nat.*, Tripoli, vol. I, p. 13-54, carte géol., 1939.
 4. — Il Tibesti Nord-Orientale. *R. Soc. Geogr. Ital.*, Rome, 1942.
 5. — L'esplorazione mineraria delle Libia, Milan, 1943.
 6. LELUBRE (M.). — Le Tibesti septentrional, esquisse morphologique et structurale. *C. R. Ac. Sc. Col.*, Paris, p. 337-357, 1946.
 7. — A propos des Calcaires de Mourzouk (Fezzan). *CR. Ac. Sc.*, Paris, t. 223, p. 359-361, 1946.
 8. LIPPARINI (T.). — Tettonica e geomorfologia della Tripolitania. *Bol. Soc. Geol. Ital.*, Roma, t. LIX, p. 221-301, 1940.
 9. ROSSI (C.). — Faunetta eocenica del Serir Tibesti (Sahara Libico). *Ann. Mus. Libic. St. Nat.*, Tripoli, vol. III, p. 97-108, 1942.
-

EXPLICATION DE LA PLANCHE VIII

- FIG. 1. — La dépression d'El Fogaha, vue d'avion.
- FIG. 2. — Falaise formée par les « Calcaires du Chati », N de l'Ouadi Kneir à l'E de Brak).
- FIG. 3. — Gour éocènes formés de calcaires reposant sur des marnes gypsifères, 40 km au N de Ouaoou en Namous.
- FIG. 4. — Gour de calcaires éocènes traversés par un petit piton basaltique ; W de l'enneri Eguei, en amont du confluent de l'enneri Aberoualala Dohone).

Phot. M. Lelubre.

TESSIERIA
NOUVEAU GENRE D'ÉCHINIDE DU MAËSTRICHTIEN
DU SÉNÉGAL
(TESSIERIA SENEGALENSIS, SP. NOV.)

PAR **M. Collignon**¹.

PLANCHE IX a.

Sommaire. — *Tessieria senegalensis* nov. gen., nov. sp. a l'aspect d'un *Hemiaster*, au voisinage duquel il faut le ranger, et est essentiellement caractérisé par une double rangée de fortes épines de part et d'autre du plastron entre la bouche et l'ambitus. Ces épines, beaucoup plus importantes que les saillies noduleuses que l'on trouve à l'ambitus et sur les flancs de certains Oursins du Louristan décrits par Cotteau et Gauthier, devaient probablement servir à fixer solidement l'animal dans la vase où il vivait et suppléer ainsi au manque de force des petits radioles de la base et des tentacules ambulacraires.

Échinide ayant l'aspect général d'un *Hemiaster*, mais avec des ambulacres antérieurs longs et flexueux, et essentiellement caractérisé par une double rangée de fortes épines de part et d'autre du plastron entre la bouche et l'ambitus.

Tessieria senegalensis nov. sp.

Pl. IX, fig. 1, 2, 3, 4, 5.

	Type (n° 1)	Autre individu (n° 2)
Longueur.....	40 mm	47 mm
Largeur.....	39 mm	46 mm
Hauteur.....	31 mm	40 mm

Espèce d'assez forte taille, de pourtour subovale, épaisse, renflée, à face supérieure largement convexe, à peu près aussi large que longue et atteignant sa plus grande largeur au niveau de l'appareil apical qui est un peu excentrique en avant. L'aire interambulacraire impaire est à peine carénée, un peu moins haute que les latérales. La face inférieure est légèrement convexe. L'aspect est, en somme, à peu près subsphérique, peu rétréci en arrière et sans troncature périproctale.

Aire ambulacraire impaire dans un sillon large, peu profond quoique nettement accusé, s'évasant quelque peu au-dessus de l'ambitus et se

¹, Note présentée à la séance du 21 mars 1949.

prolongeant jusqu'à la bouche. La gangue masque malheureusement tout le système des zones porifères qui sont seulement à peine visibles à proximité de l'apex.

Aires ambulacraires paires antérieures dans des sillons profonds plus longues d'un tiers que les postérieures, arquées avec convexité opposée à l'ambulacre impair, s'ouvrant largement au-dessus de l'ambitus. Zones porifères subégales, larges, avec gros pores ronds formant 36 paires, ce qui est considérable, surtout par rapport à ceux des ambulacres postérieurs qui ne sont qu'au nombre de 24. Zones interporifères lisses, sans granules.

Aires ambulacraires paires postérieures dans de profonds sillons.

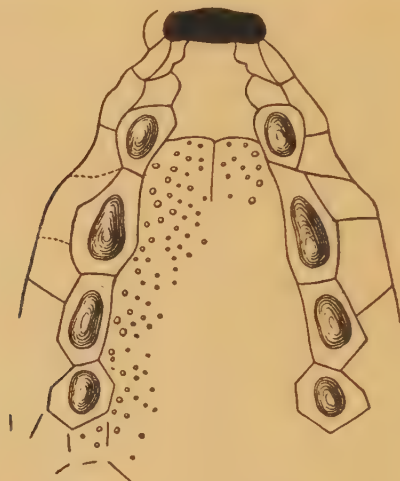


FIG. 1. — Plastron de *Tessieria senegalensis* nov. gen., nov. sp., montrant la disposition des plaques qui portent les excroissances épineuses.
Ex. n° 1, gr. nat.

droites, courtes, élargies en leur milieu, nettement enfermées à leur extrémité dans la dépression qui les contient. Les pores sont ronds ; il n'y a pas de granules comme dans les aires ambulacraires antérieures.

Les aires interambulacraires sont de valeur très inégale, les postérieures étant très larges. Elles ne comportent pas de carène et sont couvertes de fins granules non scrobiculés, de plus en plus forts en se rapprochant de l'ambitus et du plastron. L'ornementation de granules n'apparaît pas partout en raison de l'usure du test sur les deux exemplaires dont je dispose ; il est même possible qu'avec des exemplaires mieux conservés, cette description de l'ornementation des interambulacres soit à réviser.

Plastron amphisterne (fig. 1), à labrum anormalement développé, confinant à deux sternales égales ; les autres plaques du plastron jus-

qu'aux préanales sont soudées; les périproctales n'offrent aucune disposition spéciale. De part et d'autre du plastron, bordant les sternales et les autres plaques (ici soudées) jusqu'aux préanales, les ambulacres prolongeant les pétales postérieurs sont constitués, comme d'habitude, par deux rangées de plaques: celles-ci sont très grandes, allongées, et sur la rangée qui borde le plastron, chacune des quatre plaques comprises entre le niveau de la base du labrum et la première préanale porte une énorme excroissance épineuse pointue qui est la caractéristique essentielle du genre. La rangée extérieure de l'ambulacre est lisse et sans caractère particulier. La dernière plaque épineuse confine à la rangée de celles (au nombre de 12 environ) qui prolongent l'ambulacre postérieur.

Péristome au tiers antérieur, semi-lunaire avec lèvre très saillante.



FIG. 2. — Appareil apical de *Tessiera senegalensis* nov. sp.
($\times 6$). Ex. n° 2.

Périprocte en saillie, à mi-hauteur de l'aire postérieure verticale. Fasciole péripétale visible seulement par places en raison de l'usure du test. Son tracé exact est à confirmer avec de meilleurs échantillons.

L'appareil apical, figuré ci-contre (fig. 2), est ethmolyse et présente la particularité d'être largement étalé en éventail de part et d'autre de l'ambulacre impair qui semble repousser l'ocellaire III, en contraignant la plaque madréporique à s'allonger et à s'amincir.

N. B. Cet appareil apical est figuré et décrit d'après le deuxième échantillon.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — L'aspect général de cet Échinide fait penser de suite à *Hemiasler* au voisinage duquel il me paraît nécessaire de le placer.

Toutefois il diffère nettement de la plupart des espèces connues par des pétales antérieurs très longs, élargis et arqués qui

rappellent ceux de *Hemiaster* (*Mecaster*) *africanus* COQ.¹ du Turonien de Batna, en Algérie et de *Hemiaster revestensis* LAMB.² du Turonien du Revest près de Toulon. Cette disposition des ambulacres antérieurs le rapprocherait d'ailleurs des véritables *Periaster*.

La caractéristique essentielle de *Tessieria* nov. gen. est l'existence de grosses épines érigées sur les plaques ambulacraires bordant le plastron. C'est une disposition absolument nouvelle qui n'avait été, jusqu'ici, qu'esquissée dans quelques genres et espèces plus anciens.

On pensa de suite à *Jeronia* SEUNES³ du Maëstrichtien des Pyrénées, qui est caractérisé par une ceinture de gros tubercules garnissant le bord marginal : mais ceux-ci ne sont que des tubercules ordinaires, seulement très développés, puisqu'ils sont crénelés, perforés et scrobiculés; ils ne peuvent jouer le rôle des épines de *Tessieria*. Il n'y a d'ailleurs aucune analogie entre les deux genres, car *Jeronia* appartient aux *Echinocorinæ* LAMB., de même que *Scagliaster* MUN.-CHALM., qui présente des tubercules analogues à l'ambitus. En outre, chez *Jeronia*, il s'agit bien de véritables tubercules, tandis qu'ici, ce sont des épines sans caractères de tubercules, tels que ceux-ci sont définis chez les Échinides.

Je vois, par contre, des analogies plus immédiates, en ce qui concerne ces excroissances, avec plusieurs espèces du Louristan décrites par Cotteau et Gauthier : *Hemipneustes persicus* COTT. et GAUT. du Sénonien⁴, présente sur le plastron lui-même des protubérances épineuses qualifiées de très vagues par ces auteurs, mais qui n'en sont pas moins très réelles. *Hemiaster noemiae* COTT. et GAUT.⁵ présente au-dessous du périprocte, à l'ambitus et sur les flancs, des carènes saillantes noduleuses qui rappellent les rangées épineuses de *Tessieria*.

Cette disposition remarquable se retrouve, quoique plus effacée, chez deux autres espèces d'*Hemiaster* du Louristan : *Hemias-ter opimus* COTT. et GAUT. et *Hemiaster longus* COTT. et GAUT.⁶

1. COQUAND H. Géologie et Paléontologie de la région sud de la Province de Constantine. Marseille, 1862, p. 247, pl. XXV, fig. 10, 11, 12.

2. LAMBERT J. Échinides des environs de Burgos (*C. R. somm. S. G. F.*, 1936, p. 43). Observations critiques sur quelques *Hemiaster* du SW de la France (*Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LXIX, 1936, p. 93, pl. VI, fig. 14-16).

3. SEUNES J. Échinides crétacés des Pyrénées orientales (*B. S. G. F.* (3), XVI, 1888, p. 93; pl. VI, fig. 14-16). — Échinides crétacés des Pyrénées Occidentales (*B. S. G. F.* (3), XIX, 1890, p. 29; pl. III, fig. 1-2).

4. COTTEAU et GAUTHIER. Échinides fossiles in DE MORGAN (J.), Mission en Perse. III. Études Géologiques. 2. Paléontologie. P. 15, pl. II, fig. 1-6.

5. *Ibid.*, p. 35, pl. VI, fig. 1-7.

6. *Ibid.*, p. 38, pl. VI, fig. 8-11 et p. 40, pl. VII, fig. 1-5.

Il peut s'agir ici d'un mode de défense ou de consolidation du test, lié à l'habitat et au genre de vie, puisque tous ces Échinides proviennent des mêmes gisements.

Tout autre nous paraît être la signification de ces « épines périplastrales » de *Tessieria* : je pense, en raison de leur situation à la face inférieure de l'Oursin, qu'elles devaient servir à fixer solidement l'animal dans la vase où il vivait, probablement soumis à des courants qui auraient pu le déplacer ou le déporter ; elles seraient donc appelées à suppléer au manque de force et à la petitesse des tout petits radioles de la base et tentacules ambulacraires insuffisants pour permettre à l'animal de s'accrocher à un sol inconsistant, comme Tornquist l'a déjà expliqué¹. Elles représenteraient un mode nouveau d'adaptation à la vie des Oursins qui se nourrissent dans la vase. En tout cas, leur position à la base de l'animal ne permet pas d'y voir des organes de défense ou de consolidation du test, comme on pourrait l'envisager pour les Échinides du Louristan décrits par Cotteau et Gautier.

Il n'en reste pas moins que cette disposition tout à fait remarquable, pour énigmatique qu'elle soit encore, ouvre un champ nouveau aux recherches relatives à la morphologie du test des Échinides et à la signification biologique de pièces dont le sens nous échappe encore.

GISEMENT. — Ces remarquables Échinides (deux exemplaires) proviennent du Maëstrichtien de la région de Popenguine (Sénégal², où ils ont été trouvés par M. F. Tessier, ingénieur-géologue, auquel je suis tout particulièrement heureux de dédier le genre, en même temps que je le remercie très cordialement de m'en avoir confié l'étude.

1. TORNQVIST (A.). Die biologische Deutung der Umgestaltung der Echiniden in Paleozoicum und Mesozoicum (*Zeitsch. indukt. Abstammungs u. Vererbungsleh.*, VI, p. 40-41 et 54-59, 1911).

2. TESSIER (F.). Sur l'existence d'un niveau maëstrichtien au Sénégal (*CR. Ac. Sc.*, t. 222, 1946, p. 505-506).

EXPLICATION DE LA PLANCHE IX-a

FIG. 1. — *Tessieria senegalensis* nov. gen., nov. sp., vue de dessus.

FIG. 2. — *Id.*, vue de dessous.

FIG. 3. — *Id.*, vue de profil.

FIG. 4. — *Id.*, vue de l'avant.

FIG. 5. — *Id.*, vue de l'arrière.

Toutes les figures grandeur naturelle ; individu n° 1 (type), déposé au Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris.

CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE DE L'ÂGE DU FLYSCH DES PETITES PYRÉNÉES ¹

PAR V. PÉRÉBASKINE ².

PLANCHE IX b.

Sommaire. — Deux Ammonites ont été trouvées dans un sondage de Saint-Marcet, au milieu du Flysch néo-crétacé. Ce sont deux espèces santoniennes.

Nous manquons de précisions sur l'âge exact des divers niveaux du Flysch des Petites Pyrénées.

On sait maintenant que le Flysch supérieur représente le Maestrichtien inférieur ; il est surmonté par le calcaire nankin et les marnes d'Auzas, ces deux assises d'âge également maestrichtien. Signalons qu'entre autres fossiles nous avons recueilli dans le Flysch supérieur les formes caractéristiques suivantes : *Baculites anceps* LAMARCK, *Scaphites constrictus* SOWERBY, *Pseudotertularia varians* RZEHAČ.

Quant à l'âge des parties moyenne et inférieure du Flysch, nous connaissons peu de choses précises. C'est pourquoi il me semble intéressant d'apporter ici une petite contribution avec la découverte récente faite dans le sondage n° 20 de Saint-Marcet (Haute-Garonne).

Ce sondage a été commencé dans le Flysch supérieur. Dans la carotte prise à la profondeur de 1.520 m, dans les marnes noires du Flysch inférieur, M. Artières a trouvé deux Ammonites. Leur état est assez médiocre : l'une n'est représentée que par un fragment et l'autre est un peu déformée. Mais pour les échantillons de sondages il n'y a malheureusement souvent pas de choix possible, et l'on doit étudier ce que l'on trouve.

Voici leur description :

1. La première est représentée par un petit fragment de 13×8 mm. (pl. IX-b fig. 1) et son empreinte, dans lesquels on peut reconnaître les caractères suivants : forme générale discoïdale ; diamètre de

1. Note publiée avec l'autorisation de M. J. DE VRIES, Directeur Général et M. P. MICHEL, Chef du Département Géologique de la Régie Autonome des Pétroles.

2. Note présentée à la séance du 9 mai 1949.

l'ordre de 3,5 cm ; ombilic assez large ; hauteur de la spire : 12 mm env. ; flancs légèrement convexes.

Dans l'ornementation : nombreuses côtes fines, régulièrement flexueuses, non bifurquées, avec côtes intermédiaires qui commencent non loin du bord de l'ombilic et prennent aussitôt la même importance et le même dessin que les côtes principales, de telle sorte qu'on ne les distingue plus de ces dernières. Près de la périphérie, elles sont espacées de 0,7 mm environ. Leur intervalle est environ 2 fois 1 2 plus large que leur largeur.

Bien que nous n'ayons qu'un petit fragment, ces caractères nous autorisent à conclure qu'il s'agit très probablement de *Gaudryceras mite* VON HAUER, Ammonite du Santonien.

2) L'autre Ammonite (Pl. IX *b*, fig. 2) montre une spire entière d'un diamètre de 13 mm seulement. Malgré une certaine déformation du test, son examen a permis de reconnaître les caractères suivants : ombilic très large, peu profond, mal défini ; spires très peu embrassantes, presque juxtaposées ; la section de la spire semble être presque ronde ; la croissance est faible, le rapport du dernier diamètre à celui distant de 180° est de 1,3. Dans l'ornementation : côtes nombreuses, droites, espacées de 1 mm env. dans le dernier tour, relativement plus fines et plus serrées dans le stade plus jeune de l'animal.

Malgré l'état de conservation médiocre, on peut dire qu'il s'agit presque certainement de *Lytoceras Sicardi* DE GROSS., Ammonite également du Santonien.

En résumé : Ces deux Ammonites appartiennent au Santonien du Midi de la France. Leur double découverte nous permet de classer dans cet étage le niveau SM. 20, rencontré à 1.520 m de profondeur dans le Flysch inférieur de Saint-Marcet.

EXPLICATION DE LA PLANCHE IX-*b*.

FIG. 1. — Fragment de *Gaudryceras mite* VON HAUER, $\times 3$ env.

FIG. 2. — *Lytoceras Sicardi* DE GROSS., $\times 3\frac{1}{2}$ env.

(Remarque : On obtient un curieux phénomène d'illusion optique en tournant un peu les photographies ici présentées ; ce que l'on « voyait en relief » devient « en creux » et vice versa.)

MÉMOIRES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

(Nouvelle Série)

Tome XXII, 1943.

1. — 48. — FR. DOUVILLÉ, *Contribution à l'étude des faunes du Cornbrash. Révision des genres Clydoniceras et Macrocephalites*, 7 pl., 48 p. fr. 300
- 2-4. — 49. — LÉON BERTRAND, *Les chaînons et hauts-plateaux provençaux du Sud-Ouest des Alpes-Maritimes et des régions avoisinantes des Basses-Alpes et du département du Var*, 4 pl., 90 p. fr. 400

Tome XXIII, 1944-45.

- 1-2 — 50. — J. ROGER, *Révision des Pectinidés de l'Oligocène du domaine nordique*, 2 pl., 57 p. fr. 300
- 3 4. — 51. — J. ROGER, *Les Invertébrés des couches à Poissons du Crétacé supérieur du Liban*, 10 pl., 94 p. fr. 550

Tome XXIV, 1946.

- 1-4. — 52. — M. RICHARD, *Contribution à l'étude du Bassin d'Aquitaine. Les gisements de Mammifères tertiaires...* fr. 1.600

Tome XXV, 1947.

- 1-4. — 53. — P. BONNET, *Description géologique de la Transcaucasie méridionale*. fr. 1.600
Carte géologique de la Transcaucasie méridionale, en couleurs; éch. : 1/105.000. fr. 1.200

Tome XXVI, 1947.

- 1-2. — 54. — B. CHUBERT, *Géochimie des Magmas et permanences statistiques*. fr. 600
3. — 55. — A. MICHEL-LÉVY et J. WYART, *Reproduction artificielle de minéraux silicatés à haute pression. Métamorphisme artificiel des roches*. fr. 300
4. — 56. — A.-F. DE LAPPARENT, *Les Dinosauriens du Crétacé supérieur du Midi de la France*. fr. 450

Tome XXVII, 1948.

1. — 57. — M^{me} DE CIZANCOURT, *Nummulites de l'île de la Barbade, Petites Antilles*, 2 pl., 40 p. fr. 350
- 2-3. — 58. — M. DREYFUSS, *Contribution à l'étude géologique de l'Ordovicien supérieur de la Montagne Noire*, 9 pl., 63 p. fr. 750
4. — 59. — P. LAMARE, *Le contact entre le synclinal des Arbailles et le massif de Mendibelza dans le Bassin de Lauribar (Basse Navarre française)*. fr. 300

Tome XXVIII, 1949.

- 1-3. — 60. — M. VIGNEAUX, *Révision des Bryozoaires néogènes du Bassin d'Aquitaine et essai de classification*, 11 pl., 154 p. fr. 2.000
4. — 61. — V. KOVENKO, *Gîtes de chromite et roches chromifères de l'Asie Mineure (Turquie)*, 2 pl. A paraître

Tome XXIX, 1950.

- 1-3. — 62. — B. GÈZE, *Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales*, 7 pl., 6 hors-texte, 220 p.
4. — 63. — *Les Foraminifères de l'Albien des Pays-Bas*, 4 pl.
 En souscription

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Service photographique.



Le Service photographique du Centre de Documentation du Centre National de la Recherche Scientifique se charge de la reproduction sur *microfilm* (film de cinéma 35 mm), ou sur *papier*, des articles analysés dans le *Bulletin Analytique*, ainsi que des travaux publiés dans les périodiques scientifiques, techniques ou philosophiques, dont la référence bibliographique précise lui est fournie.

A cet effet, il emprunte, chaque semaine, dans 95 bibliothèques de Paris, les documents qui lui sont demandés et en assure la copie dans le délai le plus bref.

Nota. — Un droit de recherche de 150 fr. par article est facturé en sus pour les documents non analysés au *Bulletin Analytique*.

Tarif des Reproductions.

Microfilm : 60 fr. la bande de 10 pages.

Tirages sur papier, la page : 9×12 : 34 fr. ; 13×18 : 52 fr. ;
 18×24 : 63 fr. ; 21×27 : 106 fr. ; 30×40 : 215 fr.

A ces prix s'ajoute le prix du microfilm indispensable au tirage.



CENTRE DE DOCUMENTATION DU C. N. R. S.

18, RUE PIERRE-CURIE, PARIS (5^e)

TÉL. : ODÉon 10-01



3



4



1



2



3



4



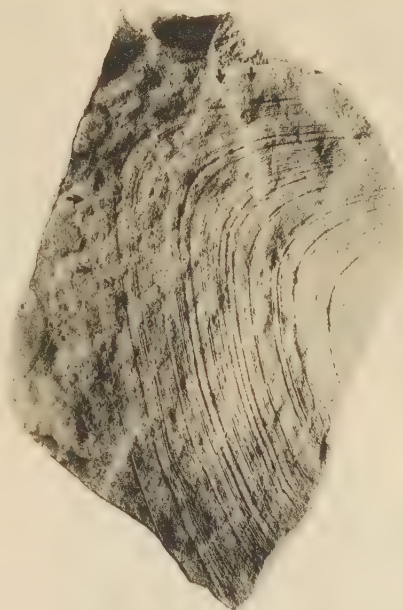
1



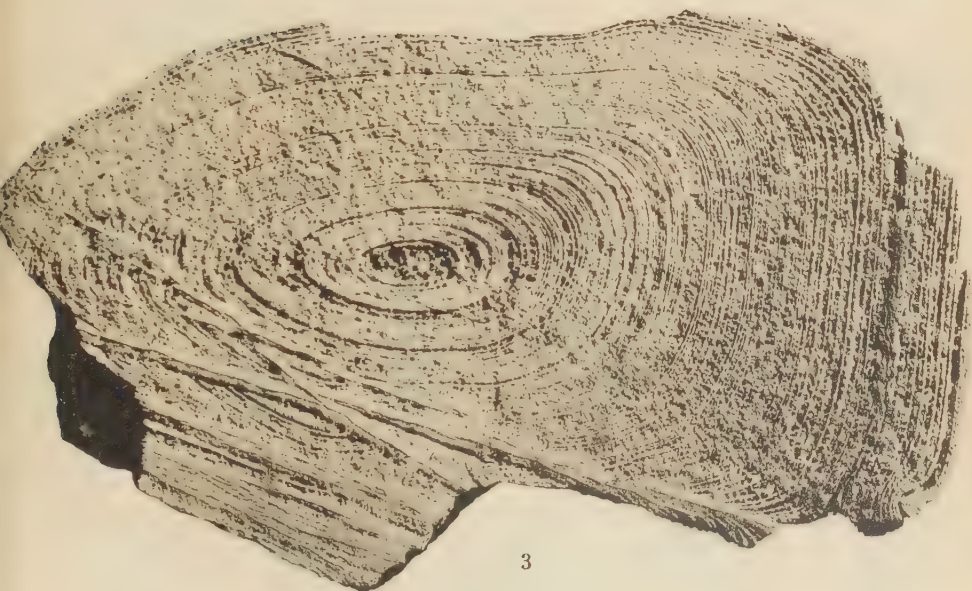
2



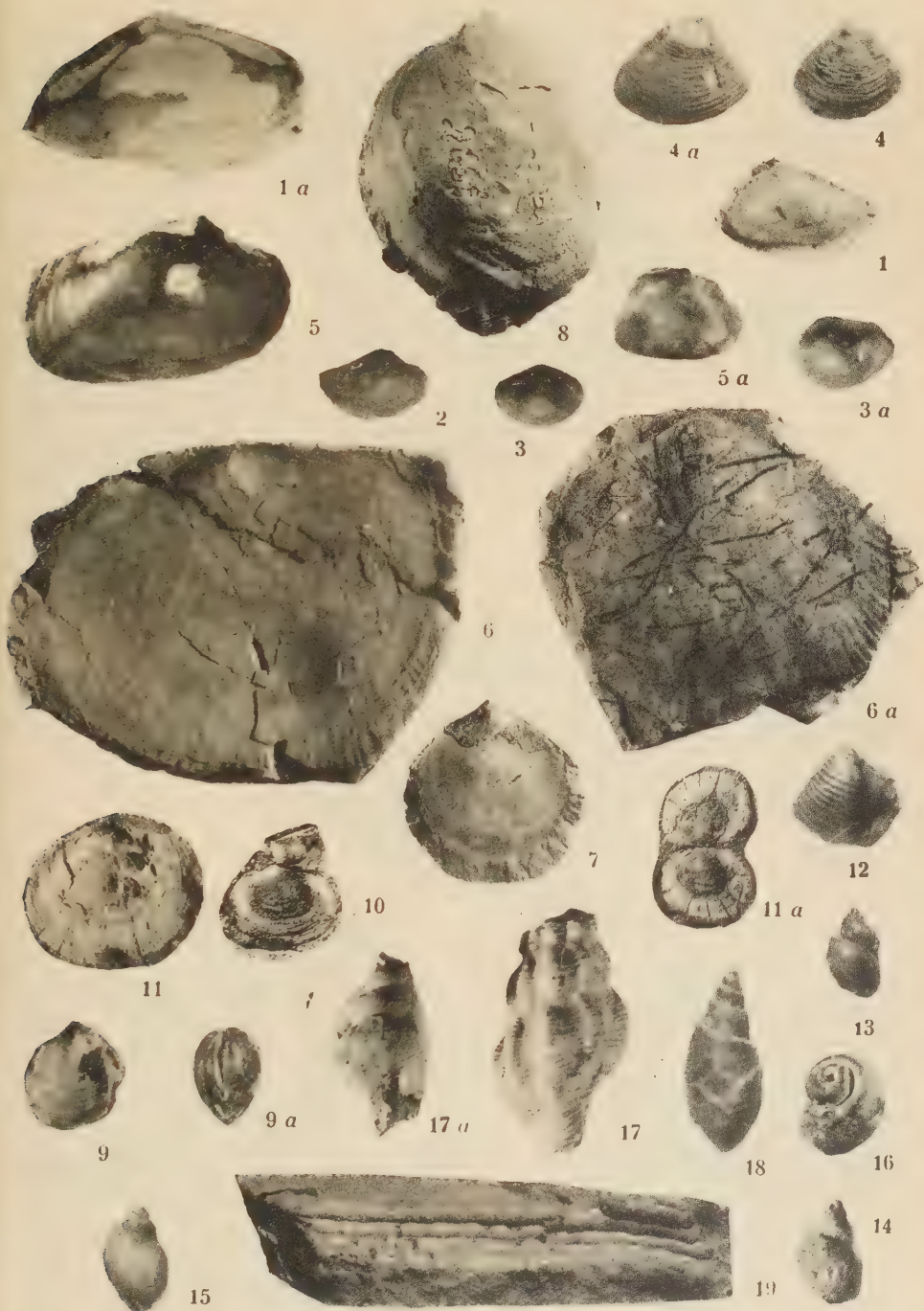
1

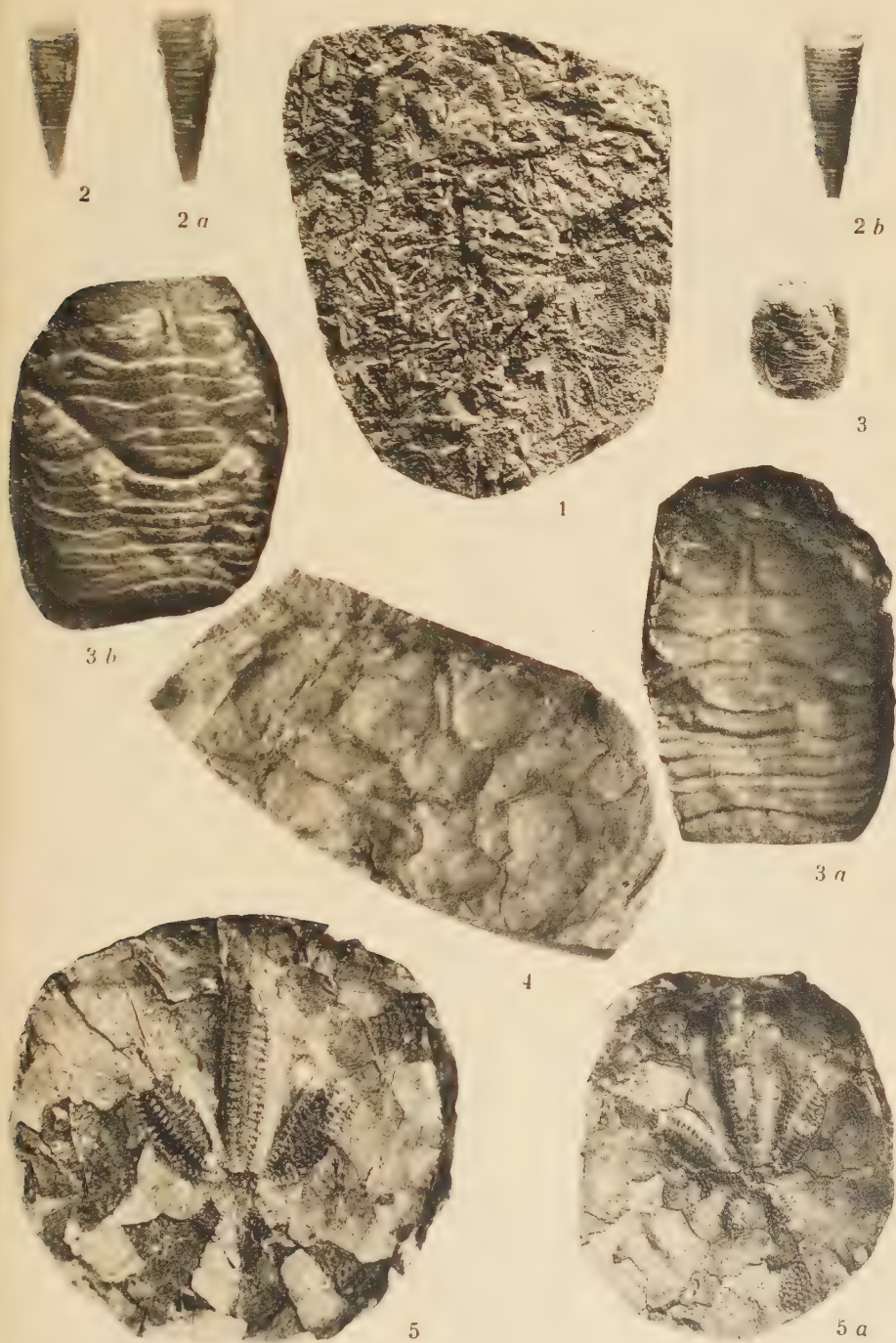


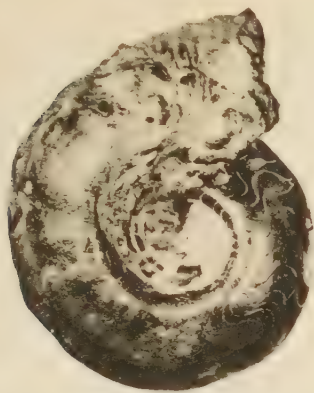
2



3







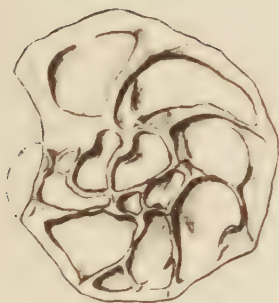
2



1



3



a



b



c



a

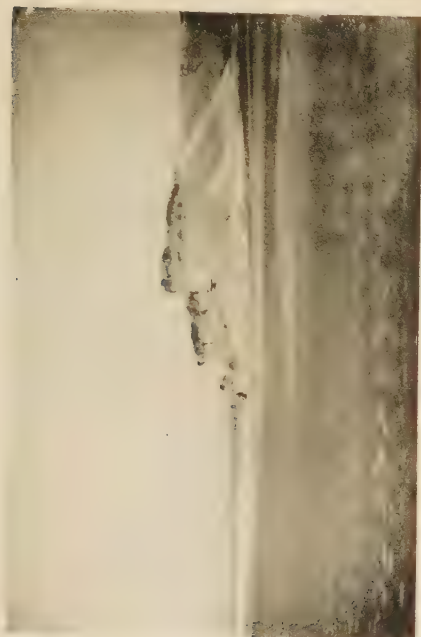


b



c





21



22



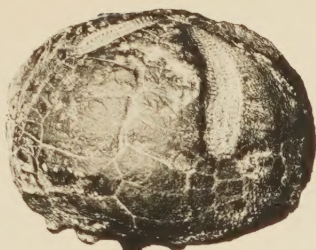
23



24



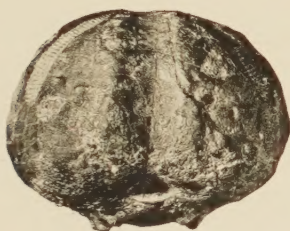
1



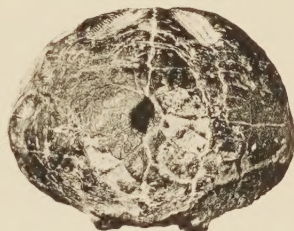
2



3



4



5



1



2

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Publications périodiques.

BULLETIN ANALYTIQUE DU C. N. R. S.

BULLETIN BIBLIOGRAPHIQUE MENSUEL

SIGNALANT PAR DE COURTS EXTRAITS CLASSÉS PAR MATIÈRE
TOUS LES TRAVAUX PUBLIÉS DANS LE MONDE.

130.000 EXTRAITS PAR AN. 4.000 PÉRIODIQUES DÉPOUILLÉS.

Taux d'abonnement annuel :

Première partie : (Sciences mathématiques, physiques, chimiques.)

Seconde partie : (Sciences biologiques.)

3.000 fr. par partie pour la France,

4.000 fr. pour les territoires d'Outre-mer et de l'Étranger.

Tarif spécial pour les Chercheurs du C. N. R. S. et les laboratoires universitaires.

Fournit reproductions photographiques des articles sous forme de microfilms ou photocopies.

Troisième partie : (Philosophie, parution trimestrielle, tarif spécial,
1.500 fr. par an pour la France et 2.000 fr. pour l'Étranger.)

JOURNAL DES RECHERCHES DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

REVUE PUBLIANT DES ARTICLES DE RECHERCHES
FAITES DANS LES DIFFÉRENTS LABORATOIRES DU C. N. R. S.

Taux d'abonnement : 900 fr. pour 6 numéros.

ABONNEMENTS AU CENTRE DE DOCUMENTATION DU C. N. R. S.

18, RUE PIERRE-CURIE, PARIS (5^e)

TÉL. : ODÉon 10-01

TABLE DES MATIÈRES (TOME XIX, FASCICULE 1-2-3)

	Pages
R. Perrin et M. Roubault. — Applications d'études récentes sur les dif- fusions d'ions et la constitution des minéraux à l'interprétation de faits géologiques.....	3
A. Guilhaud. — Observations sur les croissants de plage (Beach cusps) (2 pl., 5 fig.).....	15
Robert P. Charles. — Essai d'étude phylogénique des Gryphées liasiques (1 fig.).....	31
P. L. Maubeuge. — Données paléontologiques nouvelles sur la 'Dolomie dite « dolomie de Beaumont » du Keuper moyen de Lorraine (1 pl., 2 fig.).	43
S. Gillet. — Les Invertébrés marins de l'Oligocène de Basse-Alsace (2 pl., 18 fig.).....	51
P. Lubet. — Les faciès du Chattien et de l'Aquitainien dans la basse vallée du Ciron (Gironde) (1 fig.).....	75
A. Perrodon. — Remarques tectoniques sur les environs de Morteau (Doubs) (1 fig.).....	85
P. Lapadu-Hargues. — Contributions aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme (5 tabl., 3 fig.).....	89
H. et G. Termier. — Mode de gisement des basaltes « permo-triasiques » au Maroc.....	111
F. M. Bergounioux et F. Grouzel. — Les faciès des sables fauves (Vindo- bonien sup.) dans le Bassin d'Aquitaine (1 tabl., 2 fig.).....	135
N. Théobald. — Contribution à l'étude de la Basse Terrasse rhénane.....	155
P. Hirtz. — L'anticlinal du Gros Foug au N de Serrières-en-Chautagne (Savoie) (2 fig.).....	161
J. Louis. — Tectonique des terrains de couverture du bassin houiller du Gard dans la vallée de l'Auzonnet (2 fig.).....	167
J. Letourneur. — Sur la position tectonique d'un affleurement permien bordant le bassin houiller de Champagnac (Cantal) (1 fig.).....	175
E. Raguin. — Sur l'évolution du granite de Quérigut (Ariège) (2 fig.).....	181
R. Baudoin. — Observations sur les dépôts alvéolaires de sables marins dans la région de Ronce-les-Bains (Charentes-Maritimes) (2 fig.).....	189
C. Arambourg. — Les gisements de Vertébrés villafranchiens de l'Afrique du Nord (2 fig.).....	195
G. Dubourdieu et J. Sigal. — Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la région du Dj. Ouenza (Algérie) (Aptien, Albien, Cénomanién) (1 pl., 2 tabl., 2 fig.).....	205
G. Denizot. — Coordination du Quaternaire de Francé (1 tabl., 4 fig.).....	223
J. Sornay et F. Tessier. — Ammonites nouvelles du Maestrichtien du Sénégal (1 pl., 1 fig.).....	245
M. Lelubre. — Géologie du Fezzan oriental (1 pl., 1 fig.).....	251
M. Collignon. — <i>Tessieria</i> , nouveau genre d'Echinides du Maestrichtien du Sénégal (<i>Tessieria senegalensis</i> , sp. nov.) (1 pl., 1 fig.).....	263
V. Pérébasquine. — Contribution à la connaissance de l'âge du Flysch des Petites Pyrénées (1 pl.).....	269

La gérante de la Soc. Géol. : M^{me} HAUMONT.

Imprimerie Protat frères, Mâcon. N° 6371. — Décembre 1949. — N° éditeur 55.
Dépôt légal 1^{er} trimestre 1950.

PRIX DU FASCICULE : 450 fr.